



Réponses hydrosédimentaires de chenaux latéraux restaurés du Rhône français

Jérémie Riquier

► To cite this version:

Jérémie Riquier. Réponses hydrosédimentaires de chenaux latéraux restaurés du Rhône français : Structures spatiales et dynamiques temporelles des patrons et des processus, pérennité et recommandations opérationnelles. Géographie. Université Lumière Lyon 2, 2015. Français. NNT: . tel-01247592

HAL Id: tel-01247592

<https://theses.hal.science/tel-01247592>

Submitted on 22 Dec 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial| 4.0 International License



UNIVERSITÉ
LUMIÈRE
LYON 2

Université Lumière Lyon 2 - Université de Lyon

École doctorale Sciences Sociales 483

Laboratoire "Environnement Ville Société" (CNRS - UMR 5600 EVS)

Réponses hydrosédimentaires de chenaux latéraux restaurés du Rhône français

*Structures spatiales et dynamiques temporelles des patrons
et des processus, pérennité et recommandations opérationnelles*



Thèse de doctorat de Géographie et d'Aménagement présentée par

JÉRÉMIE RIQUIER

Soutenue publiquement le 04/12/2015 devant le jury composé de :

EMMANUELE GAUTIER	Professeur, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne	(Rapporteur)
JANET HOOKE	Professeur, Université de Liverpool	(Rapporteur)
NICOLAS LAMOUREUX	Directeur de Recherche, IRSTEA	(Examineur)
HERVÉ PIÉGAY	Directeur de Recherche, CNRS	(Directeur)
SYLVAIN REYNAUD	Ingénieur, Compagnie Nationale du Rhône	(Examineur)
PIERRE-GIL SALVADOR	Professeur, Université Lille1	(Examineur)

En couverture :

Photographies de la lône des Molottes avant (2003) et après restauration (2012).

Clichés de Jean-Michel Olivier.

" (...) Les développements de l'humanité se lient de la manière la plus intime avec la nature environnante. Une harmonie secrète s'établit entre la terre et les peuples qu'elle nourrit, et quand les sociétés imprudentes se permettent de porter la main sur ce qui fait la beauté de leur domaine, elles finissent toujours par s'en repentir. (...) "

Elisée Reclus, *Du sentiment de la nature dans les sociétés modernes*, 1866.

Ce travail de thèse a été soutenu par de nombreux partenaires financiers (l'Agence de l'eau Rhône Méditerranée et Corse, la Compagnie Nationale du Rhône, l'Union Européenne *via* le Fond Européen de Développement Économique Régional, Electricité de France) et institutionnels (la région Rhône-Alpes, la région Provence-Alpes-Côte d'Azur, le Syndicat du Haut-Rhône, le Syndicat Mixte du Rhône des îles et des Lânes, le Syndicat Mixte Intercommunal Rhône Court Circuité Loire Ardèche Isère Drôme), dans le cadre du suivi scientifique de la restauration du Rhône.



Remerciements

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à Hervé Piégay. Je te remercie chaleureusement pour la confiance que tu as su m'accorder, pour ton soutien à toute épreuve lors de ces sept dernières années (depuis mon Master 1), pour ta patience et ta bienveillance à mon égard. Merci de m'avoir confié ce magnifique sujet, qui plus est, sur un cours d'eau qui me tenait particulièrement à cœur.

Je tiens à remercier les rapporteurs de ce travail, Emmanuèle Gautier et Janet Hooke, au même titre que les autres membres du jury, Nicolas Lamouroux, Sylvain Reynaud et Pierre-Gil Salvador de me faire l'honneur d'évaluer ce travail.

Je remercie tout particulièrement Nicolas Lamouroux, Jean-Michel Olivier et Emmanuel Castella, pour leur soutien et leur assistance en tout genre, depuis mon arrivée dans l'équipe du suivi de la restauration, en 2009.

Je remercie également les personnes de la Compagnie Nationale du Rhône, notamment Christophe Moiroud, Sylvain Reynaud, Marc Zylberblat, Mathieu Kakzmarczyk, Anne-Laure Masson, Christophe Mora et Raymond Nowicki, pour l'ensemble de nos échanges.

De nombreuses personnes ont contribué à la construction de la base de données utilisée dans cette thèse. A ce titre, je tiens à remercier l'ensemble des personnes impliquées dans la réalisation des relevés depuis le début des campagnes de suivi, et plus spécifiquement : Julien Levrat (état initial des bras des tronçons de Belley et Brégnier-Cordon avant restauration, 2003-2004), Loïc Grosprêtre (bras du tronçon de Pierre-Bénite, 2004), Magalie Rival (bras du tronçon de Pierre-Bénite, 2007) et Monika Michalkova (bras des tronçons de Chautagne, de Belley et de Brégnier-Cordon, 2006-2007). J'en profite pour remercier l'ensemble de mes accompagnateurs : Johan Berthet (sacré vieux-loup de "lône", on ne doit pas être loin des 80 km de bras parcourus ensemble), Ludovic Bultingaire, Thomas Dépret, Guillaume Fantino, Kristell Michel, Bertrand Morandi, Volodia Petropavlovsky, Dominique Reynaud, Samuel Segura et Vincent Wawrzyniak (c'est bien parce que t'as mis trois coups de pelles et que des photos le prouvent que tu as le droit à ce que ton nom apparaisse !) et Anaïs, ma moitié (tu n'es pas venue souvent mais tu n'as pas hésité à donner de ta personne pour m'aider à finaliser certains relevés, et pas sur les sites les plus faciles ! Merci à toi de t'être levée le week-end pour aller dans mes sites "glauques, qui ne sentent pas très bon", en plein hiver). Acquérir les données est une chose, les analyser en est une autre. Un immense merci à Lise Vaudor pour son assistance statistique et sa pédagogie (bon, je l'avoue, R c'est au top !).

Pour leur aide globale dans la gestion administrative, une pensée pour Marie-Christine Michel, Sandy Artero, Séverine Morin et Patrick Gilbert. Du côté d'IRSTEA Lyon, merci à Guillaume Dramais pour son aide dans le traitement de données piézométriques "bizarres" et Hervé Pella qui a toujours répondu présent face à mes multiples sollicitations pour des données de débit. Du côté de l'université Lumière Lyon 2, je remercie Norbert Landon et Vincent Gaertner pour les excellentes conditions de travail proposées au sein de la plateforme technique OMEAA. A tous

les stagiaires et contractuels avec qui j'ai collaboré dans le cadre du projet RhônEco, même si pour l'essentiel leur travail ne sera valorisé que dans la suite de ce travail de thèse : Donia Boujarda, Axel Candy, Thomas Dépret, Harmonie Gibier, Robin Gruel et Robin Jenkinsson (un énorme merci pour toutes les relectures des textes en anglais, maintenant à nous le terrain !).

Vient le moment de remercier les collègues et amis de longue date. Merci à Florent, pour ses excellents conseils et ses encouragements ; Hugo (j'ai voulu tourner la page en même temps que toi, mais j'ai échappé le livre... Attention, j'arrive mon ami !). L'ensemble des collègues de l'ENS de Lyon du site de la plateforme technique ISIG et ils sont nombreux ! En espérant n'oublier personne... Parmi "les anciens", une mention spéciale pour Emeline (pour l'ensemble de tes relectures, ton écoute et ta disponibilité dans les moments les plus difficiles, et même en dehors des petits dej' de fin de thèse), Bertrand (hey "burt", j'ai hâte de te rejoindre au soleil ! "C'n'était pas ma thèse"), Vincent (x2, j'espère que tu noteras l'effort consenti ! hors plaisanterie, merci pour ton soutien de taille !), Lise (mes amitiés à petit Bertrand), Marylise (à quand un papier commun sur les bras morts ?!), Yves (à quand un papier commun sur le jardinage en rivière ?!), Pierre C. (alias "Sean", toi qui es parti à l'autre bout du monde pour éviter de subir mes coups de pression), Clément R. (à présent je viens vous aider quand tu veux !), Mélanie (le labo est moins vivant sans toi, du coup j'écoute Pierre Billon), Elsa (définitivement... ! Rubicon...?), Fanny (tu es parfaite comme nouvelle co-bureau ! Merci pour tout dans cette dernière ligne droite), Kristell (le terrain, c'est la santé), Thomas (je préfère m'abstenir de tout commentaire, mais je n'en pense pas moins), Bianca (bon, maintenant je t'aide sur Illustrator et toi tu me donnes des cours d'allemand, je crois que Thomas n'est pas un bon prof), Silvia (merci de penser à moi lors de tes entretiens et de me ramener des petits cadeaux !), Gabrielle (à nous les analyses XRF des sédiments du Rhône dans les lônes !), Pierre le geek (quand est-ce que l'on fait un derby ?), Ludo (toujours au top), Véronique (à nous les terrains de football !), Jérôme (dans 6 mois, je te prends au 10 km ! Enfin presque quoi), Mathieu (la moto approche ? !), Archeum Guillaume (tu vois double ?), Nico T. (toujours pas de terrain ensemble, il faut y remédier rapidement), Alvaro (merci à toi, ô grand maître de la table des matières) et Marie (on va maintenant pouvoir discuter sérieusement des modèles météo). Sans oublier tous ceux qui sont partis depuis plus longtemps et qui m'ont vu "grandir" (Adrien, Barbara [maman ! cela fait drôle, mais cela te va à ravir], Clément D., David, Elise, Karen, Loïc, Marie-Laure) et les plus "sages" d'entre vous (Aurélie, Christine, Hélène, Hervé Pa., Marie-Christine, Paul et Sylviane).

Je n'oublie pas "les meilleurs", l'ensemble des collègues de Pélussin et tous les "minis vous" à présent ! Ghislaine pour ton oreille attentive. Mes parents, ma soeur et sa famille qui m'ont toujours encouragé. Il me tarde de retourner à la pêche !

Anaïs, je ne sais comment te remercier pour l'ensemble de ton investissement à mes côtés au cours de cette thèse (qui aura pris un peu trop de temps, je le reconnais), pour tous les sacrifices que tu as fait qui m'ont permis d'avancer et de me relever lors des moments difficiles. Désolé d'avoir été si souvent "ailleurs", d'avoir été là sans l'être réellement. Je te serai éternellement reconnaissant pour tout ce que tu m'as donné et apporté.

Enfin, ma dernière pensée sera pour deux êtres chers qui sont partis trop tôt en cette difficile année 2015.

Sommaire

REMERCIEMENTS	- 7 -
INTRODUCTION GENERALE.....	- 11 -
CHAPITRE 1. CADRE CONCEPTUEL ET THEMATIQUE DE L'ETUDE	- 15 -
CHAPITRE 2. CADRE GEOHISTORIQUE, OPERATIONNEL ET ANALYTIQUE	- 51 -
CHAPITRE 3. VARIABILITE SPATIALE ET TEMPORELLE DES CONDITIONS GRANULOMETRIQUES DANS DES CHENAUX LATERAUX RESTAURES D'UN GRAND FLEUVE : RELIER LES PATRONS AUX PROCESSUS.	- 91 -
CHAPITRE 4. STRUCTURES SPATIALES ET DYNAMIQUES TEMPORELLES DE LA SEDIMENTATION FINE DANS DES CHENAUX LATERAUX RESTAURES : UNE ETAPE VERS LA PREDICTION DE LEUR PERENNITE EN TANT QU'HABITAT AQUATIQUE.	- 115 -
CHAPITRE 5. CARACTERISER L'ATTERDISSEMENT D'UN BRAS MORT RESTAURE ET EVALUER LA DUREE DE SON STADE AQUATIQUE EN COMBINANT MESURES IN SITU ET MODELES BATHYMETRIQUES ACQUIS PAR TELEDETECTION AEROPORTEE : LE CAS DE LA LONE DE LA MALOURDIE EN CHAUTAGNE.....	- 155 -
CHAPITRE 6. SYNTHESE, DISCUSSION ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE	- 193 -
BIBLIOGRAPHIE	- 203 -
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	- 219 -
ANNEXES.....	- 225 -
TABLE DES MATIERES.....	- 289 -

Introduction générale

Les zones humides et notamment les anciens chenaux fluviaux ont pu être considérées comme des lieux répulsifs, notamment pour des raisons sanitaires. Ces milieux sont aussi reconnus comme des environnements riches auxquels de nombreuses fonctions et valeurs profitables à la société sont attribuées (MEA, 2005 ; Barnaud & Fustec, 2007 ; Mitsch & Gosselink, 2007). En tant qu'axe de développement majeur, les plaines alluviales et les corridors fluviaux ont été fortement modifiés par plusieurs siècles d'activités et de présence humaine. Lorsqu'ils disposaient d'un certain niveau de mobilité latérale, les cours d'eau de ces plaines étaient capables de créer une mosaïque complexe de milieux composée de taches paysagères aquatiques, semi-aquatique et terrestres (*e.g.* Petts & Amoros, 1996), dont des chenaux latéraux. La diversité des conditions environnementales qui en résulte est à l'origine de la richesse écologique exceptionnelle qui caractérise ces cours d'eau de plaine latéralement actifs (*e.g.* Ward *et al.*, 2001 Ward *et al.*, 2002). Ce constat s'affirme lorsque les plaines comprennent un réseau de chenaux latéraux disposant de niveaux variés de connectivité hydrologique avec le cours d'eau principal (*e.g.* Amoros & Roux, 1988 ; Amoros & Bornette, 2002).

A l'échelle mondiale, l'essentiel des grands cours d'eau de plaines navigables ont fait l'objet d'aménagements lourds, pour assurer des usages tels l'irrigation, la navigation ou bien encore la production d'hydroélectricité. Cependant, ces aménagements ont induit de profondes mutations de la structure physique (*i.e.* des formes) et du fonctionnement (*i.e.* des processus) de ces cours d'eau. Par exemple, à l'instar d'autres unités aquatiques ou humides, les chenaux latéraux tendent naturellement à être progressivement comblés par les alluvions fines. Cette dynamique de comblement par les alluvions et de progression des successions écologiques est, à l'état "naturel", normalement compensée par les processus de création de nouveaux bras (avulsion, recoupements), parmi d'autres milieux "neufs". En bloquant des processus clés tels que l'érosion latérale ou la migration des lits mineurs, ces aménagements ont engendré une diminution de la capacité des cours d'eau à générer de nouvelles unités et à régénérer les plus anciennes. Ces modifications ont entraîné, par rétroaction, une diminution drastique de la diversité des habitats physiques et donc de la richesse écologique de ces cours d'eau de plaine (*e.g.* Ward *et al.*, 1995 ; Tockner & Stanford, 2002). Par conséquent, d'importants enjeux de préservation et de conservation existent aujourd'hui autour de ces environnements.

Les cours d'eau et les zones humides font aujourd'hui l'objet de protection juridique à l'échelle internationale (*e.g.* la convention de RAMSAR, en 1971 ; la Convention sur la Diversité Biologique, en 1992), communautaire (*e.g.* le *Clean Water Act*, aux Etats-Unis en 1972 ; la Directive Cadre européenne sur l'Eau pour l'Union Européenne, en 2000) et nationale (*e.g.* la Loi sur l'Eau et Milieux Aquatiques de 2006 en France). Ce cadre réglementaire est, parmi d'autres facteurs (*e.g.* augmentation des préoccupations environnementales des sociétés), à l'origine d'une montée en puissance des opérations de restauration des cours d'eau et des bassins versants. Les anciens chenaux fluviaux (ou "bras morts", ou encore "lônes" dans le vocabulaire vernaculaire rhodanien) font l'objet d'une grande attention au sein des programmes de restauration des grands

cours d'eau de plaine. C'est le cas par exemple sur le Rhin néerlandais (Simons *et al.*, 2001) ou français (Schmitt *et al.*, 2009), le Haut-Danube en Autriche (Schiemer *et al.*, 1999), le Haut-Mississippi (Theiling, 1995) ou encore le Bas-Missouri (Jacobson & Galat, 2006) aux Etats-Unis.

Une des questions clés actuellement discutée par la communauté scientifique est de savoir s'il est préférable d'agir sur des formes ou des processus pour une restauration pérenne des écosystèmes (*e.g.* Simon *et al.*, 2007 ; Rosgen, 2008 ; Lave, 2009). De nombreux arguments démontrent qu'il est préférable d'agir sur les causes de la dégradation (*i.e.* les processus), plutôt que sur les symptômes (*i.e.* les formes). Néanmoins, restaurer la mobilité latérale des grands cours d'eau de plaine fortement anthropisés constitue un défi technique difficile, voire impossible, à mettre en œuvre. Dans ce contexte, la restauration des bras morts est le plus souvent accomplie à partir d'une restauration de forme. Ces mesures reposent sur des actions mécaniques généralement lourdes (*e.g.* arasement de digues, excavation des alluvions) visant à rajeunir artificiellement les bras morts en les remettant en eau et/ou en améliorant leur connectivité avec le cours principal. Néanmoins, cette stratégie de restauration, où l'on agit sur les symptômes et non sur les causes de la dégradation et où "l'Homme" se substitue à la "nature", en recréant des formes que le cours d'eau n'est plus capable de créer lui-même, pose question. En effet, il demeure de nombreuses interrogations quant à la pertinence et la pérennité sur le long terme de ces mesures, pouvant apparaître comme "contre-nature".

Grand fleuve européen, le Rhône constitue dans ce contexte un cas d'étude de choix. Le fleuve a connu au cours des derniers siècles différentes phases d'aménagement, des évolutions climatiques et des modifications de l'occupation du sol (Béthemont, 1972 ; Bravard, 1987 ; Olivier *et al.*, 2009), qui ont profondément affecté l'hétérogénéité des biotopes et des biocénoses. En réponse à une prise de conscience collective de la dégradation du fleuve, un programme de restauration ambitieux de certains tronçons du fleuve qui ont été court-circuités par des aménagements hydroélectriques est engagé en 1998 (*e.g.* Lamouroux *et al.*, 2015). Il est actuellement toujours en cours de réalisation. Les opérations de restauration ont consisté en un relèvement des débits réservés transitant dans les tronçons court-circuités du fleuve, puis certains bras morts ont été remis en eau et/ou reconnectés au chenal principal. Le programme est accompagné d'un suivi scientifique multidisciplinaire dont la vocation est d'analyser l'évolution des conditions physiques et écologiques de plusieurs sites déjà restaurés et d'autres destinés à l'être. C'est dans ce cadre que s'inscrit le suivi hydromorphologique, objet de cette thèse. Il porte sur un total de 18 bras restaurés, localisés sur quatre tronçons court-circuités du fleuve, à savoir les aménagements de Chautagne, Belley, Brégnier-Cordon et Pierre-Bénite.

Les principaux facteurs contrôlant l'évolution morpho-sédimentaire des chenaux latéraux ont déjà été bien identifiés par la communauté scientifique et commencent à être bien documentés (*e.g.* Citterio & Piégay, 2009 ; Toonen *et al.*, 2012 ; Dieras, 2013). Néanmoins, l'ajustement hydromorphologique des bras restaurés constitue une thématique très peu abordée, alors que ces éléments de connaissance constituent un prérequis indispensable pour évaluer la pérennité des actions de restauration. Ils conditionnent en grande partie le succès ou l'échec dans le temps de ce type d'opération. Les retours d'expérience en la matière sont très peu représentés par rapport aux

publications traitant de la réponse biologique ou écologique de ces milieux. Ainsi, notre étude comporte des enjeux scientifiques et opérationnels à la fois pertinents et originaux.

Les objectifs de notre travail sont de trois ordres. Sur le plan scientifique, il s'agit de créer un retour d'expérience, quant à la restauration des chenaux latéraux, et d'approfondir les connaissances disponibles dans ce domaine. Du point de vue opérationnel, les résultats acquis doivent permettre de développer des outils pour mieux guider les futures actions de restauration et le choix des chenaux latéraux sur lesquels intervenir. Sur le plan méthodologique, il s'agit d'une part de vérifier que le protocole de suivi proposé, se voulant avant tout simple et facilement reproductible, est suffisamment pertinent pour répondre aux objectifs scientifiques et opérationnels. D'autre part, des approches originales devront être mises en œuvre pour décrire, quantifier et modéliser les processus et les patrons, en rendant compte de la variabilité de leur réponse hydrosédimentaire dans le temps et dans l'espace.

Le manuscrit est structuré en six chapitres. Les **chapitres 1 et 2** présentent le **contexte de notre étude**. Les **chapitres 3, 4 et 5** constituent le **cœur des activités de recherche** qui ont été menées au cours de ce doctorat. Le chapitre 3 a fait l'objet d'une publication dans une revue internationale à comité de lecture (*Freshwater Biology*). Il a fait l'objet de modifications subtiles par rapport à la version publiée, de manière à améliorer sa cohérence avec les autres chapitres. Les chapitres 4 et 5 sont en préparation et sont destinés à être publiés dans le courant du printemps 2016.

Le **chapitre 1**, "*Cadre conceptuel et thématique*", pose le contexte général de l'étude et propose une synthèse bibliographique permettant de comprendre les processus en jeu pour cerner la spécificité des plaines alluviales jouxtant des cours d'eau instables latéralement. Puis, nous traitons des modèles d'évolution hydromorphologique des chenaux latéraux et des impacts de la dynamique d'atterrissement sur les conditions d'habitat et les successions écologiques. Enfin, des éléments théoriques et pratiques, quant à la restauration des plaines et des chenaux latéraux, les suivis et les évaluations de ces opérations sont proposés de manière à identifier les principaux enjeux de connaissance actuellement soulevés par la communauté scientifique.

Le **chapitre 2**, "*Cadre géohistorique, opérationnel et analytique*", présente le territoire d'étude. Une description du programme de restauration du Rhône et du suivi scientifique de ces opérations est réalisée. Les tronçons et les bras étudiés ainsi que le protocole de suivi sont appréhendés. Les problématiques et les objectifs de notre étude y sont précisés à la lumière de l'ensemble des éléments précédemment développés.

Le **chapitre 3**, "*Variabilité spatiale et temporelle des conditions granulométriques dans des chenaux latéraux restaurés d'un grand fleuve : relier les patrons aux processus*", aborde la thématique de l'habitat physique dans les 18 bras intégrés au suivi. L'essentiel des développements méthodologiques réalisés pour quantifier l'hydrodynamisme de crue des chenaux latéraux restaurés y est abordé.

Le **chapitre 4**, "*Structures spatiales et dynamiques temporelles de la sédimentation fine dans des chenaux latéraux restaurés : une étape vers la prédiction de leur pérennité en tant qu'habitat aquatique*", est alors centré sur l'étude du comblement des bras par les matériaux fins et conduit à une première estimation de la pérennité de 16 des 18 bras intégrés au suivi. Les deux chenaux manquants présentent des anomalies dans les jeux de données ne permettant pas leur intégration à cette analyse.

Le **chapitre 5**, "*Caractériser l'atterrissement d'un bras mort restauré et évaluer la durée de son stade aquatique en combinant mesures in situ et modèles bathymétriques acquis par télédétection aéroportée : le cas de la lône de la Malourdie en Chautagne*", aborde la question de l'atterrissement d'un seul bras (*i.e.* l'ensemble des facteurs susceptibles d'engendrer un abaissement des niveaux d'eau dans le bras, et non pas seulement le comblement par les fines). Ces processus sont considérés à une résolution spatiale plus fine et pris en compte dans l'évaluation de la pérennité du bras restauré de la Malourdie.

Le **chapitre 6**, "*Synthèse, discussion et perspectives de recherche*", fait office de conclusion générale. Les éléments de connaissance produits dans le cadre des chapitres 3 à 5 y sont synthétisés. Les notions de pertinence et de pérennité de la restauration des chenaux latéraux du Rhône sont discutées et des recommandations opérationnelles sont formulées à partir de ces informations. Des pistes de réflexion, dans la continuité de ces travaux de recherche, sont également développées.

Outre diverses productions cartographiques, les **annexes** comprennent deux articles publiés dans des revues internationales à comité de lecture. Ces collaborations ont été menées, au cours du doctorat et ont permis de développer des aspects pouvant être considérés comme secondaires dans cette thèse, quant à la restauration du Rhône : (i) quantifier la connectivité hydrologique à l'échelle de plaines inondables de certains tronçons court-circuités du Rhône (Chautagne, Belley, Brégnier-Cordon et Pierre-Bénite), à partir d'une approche géomatique ; (ii) évaluer l'accès et l'utilisation de différents réservoirs hydrologiques de deux espèces d'arbre dans la plaine du tronçon court-circuité de Pierre-Bénite et de comprendre l'implication de paramètres hydroclimatiques et du relèvement du débit réservé. Ces travaux de recherche ont permis de clarifier certains mécanismes fonctionnels et certains impacts. Ils ont ainsi été utiles pour structurer ma réflexion sur le diagnostic géomorphologique du fleuve et les enjeux de restauration.

Chapitre 1. Cadre conceptuel et thématique de l'étude

Dans une première partie, nous nous intéressons de manière globale aux plaines alluviales. A cette échelle d'analyse, il est plus aisé de comprendre le rôle de la dynamique fluviale pour expliquer les spécificités biophysiques des plaines alluviales jouxtant des cours d'eau instables latéralement. En effet, au sein de ce type de plaine un réseau de chenaux latéraux (*i.e.* chenaux secondaires ou d'ordres supérieurs s'écoulant à proximité du cours principal), plus ou moins développé et interconnecté avec le cours actif, peut se développer sous certaines conditions.

Dans une seconde partie, nous centrons notre analyse plus spécifiquement sur les chenaux latéraux de manière à traiter de leurs évolutions hydromorphologiques et de leurs répercussions sur l'atterrissement, les conditions d'habitat et la biodiversité de ces unités au sein des plaines. L'accent est mis sur les rythmes, les patrons spatiaux et les modalités de ces évolutions, éléments constituant le cœur de la réflexion menée.

La troisième partie est consacrée à cerner les pressions et les modifications d'origine anthropique des hydrosystèmes fluviaux et plus spécifiquement de comprendre leurs implications sur la structure et le fonctionnement des plaines présentant des chenaux latéraux. Ces éléments nous permettront d'introduire les pratiques de restauration écologique telles qu'elles sont mises en œuvre actuellement dans le cadre de la restauration des plaines et de leurs chenaux latéraux. L'importance du suivi scientifique de ces opérations est mise en lumière.

1. Plaines alluviales et hydrosystèmes fluviaux

Les chenaux latéraux sont inféodés aux conditions environnementales spécifiques offertes par les plaines alluviales. Un ancien chenal fluvial ou bras mort (*former channel, abandoned channel*) correspond, dans la plupart des cas, à un chenal principal ou secondaire (ou d'ordre supérieur), anciennement actif, se trouvant abandonné par tout ou partie de l'écoulement gravitaire de surface du cours actif actuel (*cf.* §2, ce chapitre). Nous utilisons le terme générique de chenal latéral pour les désigner (*floodplain channels, side-channels, side-arms*), indépendamment de leur stade d'évolution hydromorphologique.

Une manière très simple de distinguer les différents types de chenaux latéraux consiste à les distinguer selon leur état de connectivité de surface en période de basses eaux avec les autres bras fluviaux constituant le réseau (*e.g.* Amoros & Roux, 1988 ; Ward *et al.*, 2002). Cet état de connectivité surfacique fait référence aux différents stades d'évolution hydromorphologique pouvant être adoptés par les chenaux latéraux (*cf.* §2, ce chapitre). On distingue ainsi, d'une part les chenaux lotiques permanent, que l'on désignera aussi comme des bras vifs, des bras actifs permanents ou des chenaux courants, puis d'autre part les bras morts. Ces derniers peuvent être décomposés en deux sous-catégories : les bras déconnectés à l'amont (*backwater*) ou bras semi-lotiques et les bras totalement isolés du cours actif ou bras lentiques (*floodplain lake*).

Les chenaux latéraux constituent des mésoformes fluviales dont l'existence est intimement liée à une dynamique latérale active des chenaux alluviaux, s'inscrivant dans une plaine alluviale. L'expression de la dynamique fluviale à l'échelle d'un tronçon conditionne en grande partie les modalités de génération et de régénération de la plaine alluviale sur le long terme (*i.e.*

construction et remaniement des formes) et plus spécifiquement la capacité du cours actif à générer de nouveaux bras vifs, puis à les abandonner.

1.1. Plaines alluviales et plaines inondables : s'entendre sur le vocable

Une plaine alluviale (*alluvial floodplain*) peut se définir comme une forme du relief relativement plane créée sur le long terme en marge d'un cours d'eau, principalement sous l'effet de l'action combinée des processus d'érosion et de dépôts d'alluvions résultant des écoulements fluviaux (Howard, 1992). Le terme de plaine inondable est plus restrictif et désigne la portion "fonctionnelle" ou "active" de la plaine alluviale. Nanson & Croke (1992) définissent la plaine inondable "fonctionnelle" (*genetic floodplain*) comme l'espace construit par la dynamique hydrosédimentaire actuelle. Alexander & Marriott (1999) précisent cette définition en indiquant que la plaine inondable correspond à la surface se trouvant périodiquement (*ca* 100-200 ans) inondée, dont au moins une partie est imputable à la submersion de la plaine par les eaux débordantes en provenance du cours actif. Ainsi, la plaine alluviale s'étend sur une plus large surface, correspondant à l'espace occupé successivement par la plaine d'inondation au cours des temps géologiques et est généralement délimitée latéralement par les versants de la vallée alluviale.

Formulé initialement par Schumm (1977), le concept de système fluvial définit les relations entre le cours d'eau et son bassin versant selon une approche hydrodynamique intégrant les écoulements liquides et solides (*e.g.* Brierley & Fryirs, 2005). Le bassin versant, en tant qu'unité élémentaire, peut-être subdivisé en trois principales zones, se succédant de l'amont vers l'aval, et le long desquelles les plaines se développent de plus en plus. Chaque zone se distingue par un processus hydro-sédimentaire dominant, mais non exclusif des autres. On différencie usuellement la zone de production (*i.e.* les têtes de bassin) où l'érosion l'emporte sur les dépôts, la zone de transfert de la charge sédimentaire en transit (*i.e.* le piémont) où les deux processus sont en équilibre et la zone de stockage sur le long terme des sédiments (*i.e.* le cours inférieur) où l'alluvionnement l'emporte sur l'érosion. Latéralement, le long de ce linéaire, les systèmes de versant tendent à se découpler du cours d'eau, tandis que ce dernier interfère progressivement avec sa plaine. Au-delà de la vision tripartite simplifiée de l'organisation longitudinale d'un système fluvial, un cours d'eau, des têtes de bassin à son embouchure, peut être considéré comme une succession de tronçons contraints latéralement (*e.g.* gorges) et de tronçons moins confinés. Au sein de ces derniers, le cours d'eau peut générer sur le long terme des plaines alluviales, notamment dans les fonds de vallée.

1.2. Dynamique des cours actifs en milieu alluvial

L'instabilité latérale des cours actifs de certaines plaines alluviales constitue l'une des spécificités les plus importantes de ces milieux. Cette dynamique est plus ou moins marquée selon le style fluvial développé par le cours actif. La genèse et les modalités d'évolution morpho-sédimentaire d'une plaine inondable et des mésoformes qu'elle contient, dont les chenaux latéraux sont une forme parmi d'autres, sont à de nombreux égards étroitement liées au style fluvial développé par le cours actif et aux conditions environnementales qui lui sont associées. Dans les faits, cette relation est souvent bien plus complexe lorsque l'on considère le dynamisme du

système fluvial, car bien des plaines sont polygéniques et portent les marques de métamorphoses fluviales.

1.2.1. Dynamique du système fluvial : les contrôles amont

La dynamique du système fluvial constitue le principal contrôle de la structuration physique des cours d'eau (Figure 1.1) et forme le support de base du vivant. Ce système ouvert est en somme une combinaison hiérarchisée complexe de processus-réponses (Schumm, 1969), où s'entremêlent boucles de rétroactions positives et négatives.

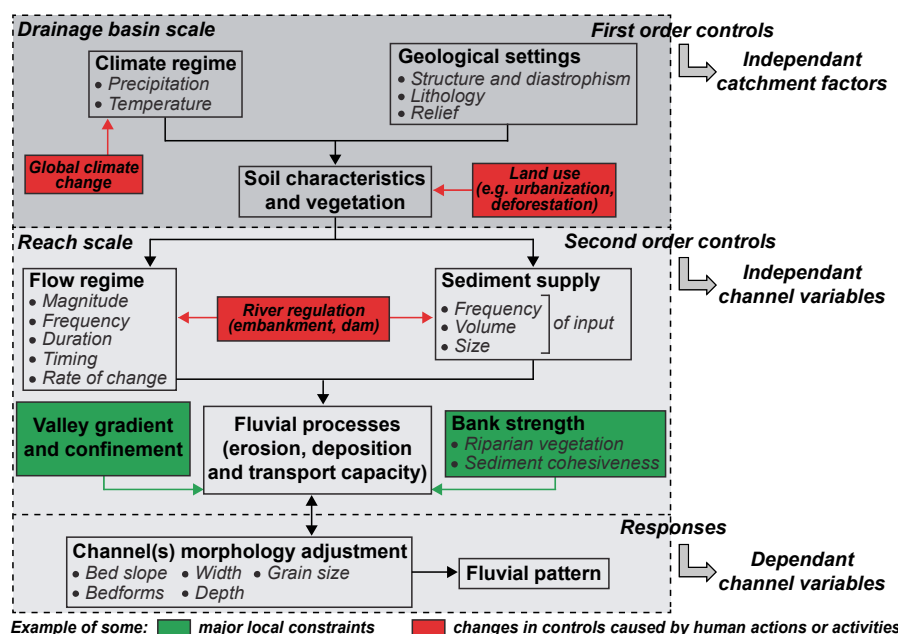


Figure 1.1. Schéma conceptuel des principales interactions entre variables hiérarchisées du système fluvial contrôlant les flux (hydrodynamique) et les formes (morphodynamique) [modifié et adapté d'après Schumm, 1977 ; Montgomery & Buffington, 1998 ; Charlton, 2009]. Notons que la plupart des variables de contrôle indépendantes peuvent être modulées par des forçages d'origines naturelles et/ou anthropiques.

Le régime climatique et la géologie du bassin versant conditionnent la formation des sols et la couverture des versants par la végétation. Ces facteurs de contrôle indépendants de premier ordre régissent les flux liquides et les apports sédimentaires observés à l'échelle d'un tronçon fluvial. Le débit liquide et la fourniture sédimentaire, en tant que facteurs de contrôle de second ordre, constituent les variables clés permettant d'expliquer la dynamique fluviale. A l'échelle du tronçon fluvial, ces paramètres déterminent la morphologie du lit mineur selon trois principaux degrés de liberté : la forme et la taille du profil en travers, le profil en long et la pente du chenal et la configuration du lit (*e.g.* séquences de faciès radier-mouille). Le substrat présente la spécificité d'être considéré à la fois comme facteur de contrôle et variable d'ajustement de la morphologie du cours d'eau. Il joue, au même titre que la composition des berges et que la pente et le degré de confinement de la vallée, un rôle de "régulateur", dans le sens où ces paramètres ont la capacité d'amplifier ou de réduire les processus fluviaux. Ainsi, certains auteurs les désignent comme des contraintes aux ajustements (*e.g.* Petts, 1979). L'ensemble de ces caractéristiques permettent de définir le style fluvial développé par le chenal.

1.2.2. Typologie et signification environnementale des styles fluviaux

De nombreuses typologies, visant une caractérisation de la morphologie développée par les chenaux actifs en milieu alluvial, ont été proposées depuis la seconde moitié du XX^e siècle (e.g. Schumm, 1985 ; Rosgen, 1994 ; Brierley & Fryirs, 2005). Trois styles fluviaux de base sont classiquement distingués dans la littérature, depuis l'étude pionnière de Leopold & Wolman (1957) : les cours d'eau à chenal unique (*single-thread*) représentés par le style rectiligne (*straight*) et la dynamique de méandrage (*meandering*), puis les cours d'eau à chenaux multiples se caractérisant par une dynamique de tressage (*braiding*). Ces différents styles fluviaux s'inscrivent dans un continuum morphologique plutôt que dans des classes distinctes strictement bornées (e.g. Kleinhans, 2010), si bien que de nombreux sous-types ou formes de transition existent. Les plus fréquemment évoqués sont le style divagant (*wandering*), anastomosé (*anastomosed*) ou encore anabranché (*anabranching*). En s'appuyant sur les travaux menés par ces prédécesseurs, Church (2006) a proposé une classification permettant de discriminer les styles fluviaux selon le type de sédiments, le mode de transport solide dominant, la puissance fluviale, la stabilité des formes fluviales (Figure 1.2a).

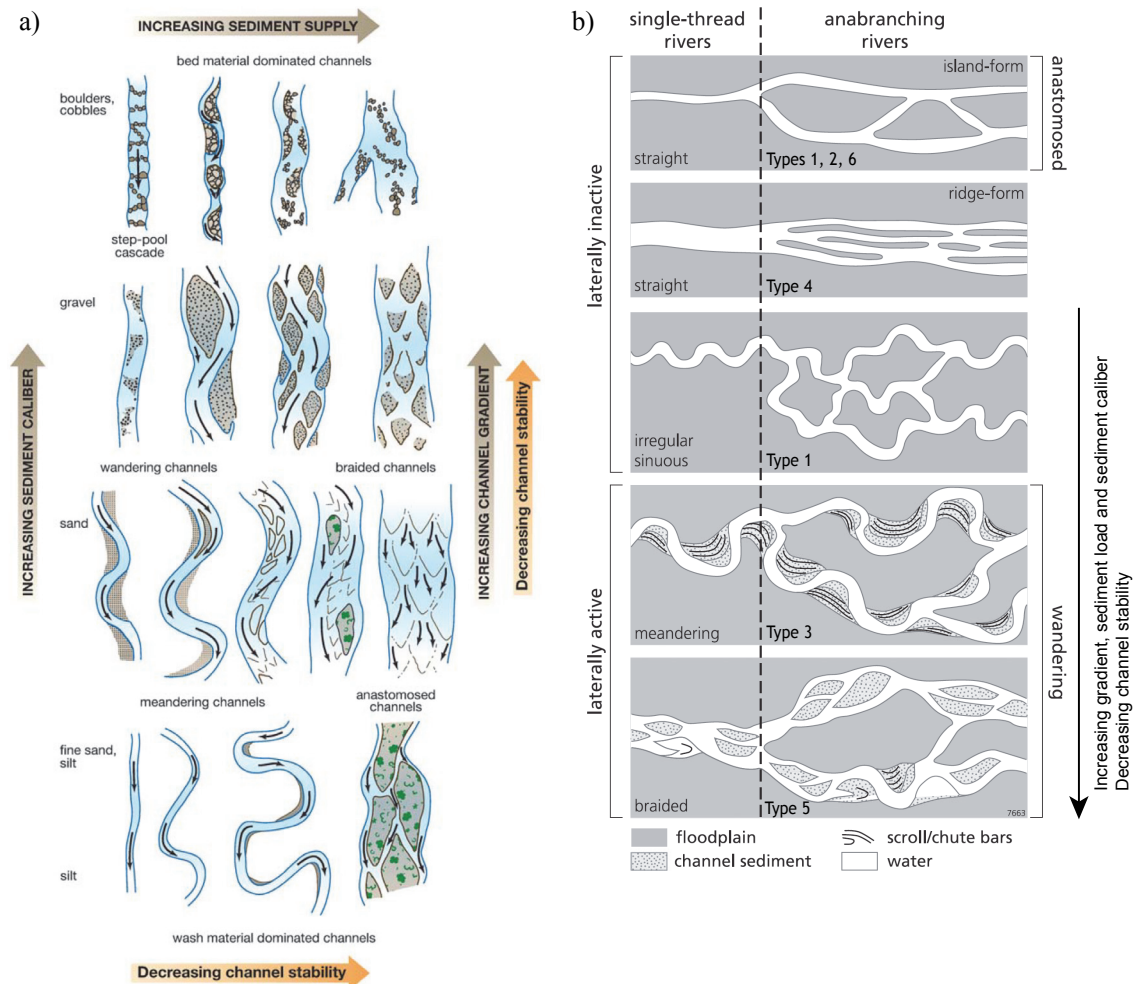


Figure 1.2. Diversité des morphologies pouvant être adoptées par les chenaux alluviaux et principales caractéristiques physiques associées. (a) Styles rectilignes, en tresses, divagants, à méandres et anastomosés (Church, 2006). (b) Représentation schématique des transitions entre styles fluviaux à bande active unique et les formes anabranchées correspondantes. Les six types d'anabranches tels que définis par Nanson & Knighton (1996) sont indiqués (modifié d'après Kleinhans & van den Berg, 2011).

Les **chenaux rectilignes** sont peu fréquents en milieu naturel. Dans la majorité des cas, l'aspect rectiligne d'un tronçon de cours d'eau est forcé par la structure géologique ou implique une intervention humaine (*e.g.* Bridge, 2009). Ces tronçons se distinguent des cours d'eau méandriformes selon leur indice de sinuosité (*SI*), qui peut être défini comme le rapport entre la longueur développée du thalweg et la distance séparant deux inflexions de même sens, ce qui équivaut à la longueur d'onde pour les méandres. Usuellement, on définit ainsi des chenaux rectilignes ($SI < 1,05$), sinueux ($1,05 < SI < [1,30 ; 1,50]$) et à méandres ($SI > [1,30 ; 1,50]$), les valeurs de *SI* variant selon les auteurs considérés (*e.g.* Bravard & Petit, 2000). En complément de cette forte sinuosité, les **chenaux méandriformes** possèdent généralement une pente moyenne à faible, une charge en suspension pouvant être élevée et des berges fréquemment cohésives. Il s'agit d'une forme de dissipation de l'énergie du cours d'eau qui, du fait de la relative faiblesse de la pente, allonge son parcours en adoptant une forme sinusoïdale. Les méandres peuvent disposer de différents degrés de mobilité latérale, phénomène étudié par la suite.

La catégorie des tronçons de cours d'eau à chenaux multiples est plus complexe. Les chenaux tressés constituent un style bien distinct. Le **tressage** se définit en premier lieu par l'existence d'une multitude de chenaux identifiables en basses eaux dotés d'une forte mobilité, d'un transport de charge de fond (*bedload*) très important et de fortes variations du débit liquide (*e.g.* Ashmore *et al.*, 2009). Les chenaux tressés restent assez peu profonds, s'inscrivent dans une unique bande active relativement large et rectiligne, et entrecoupent des bancs alluviaux et des îlots possédant des stades successionnels de la végétation généralement peu avancés. Ce style se développe généralement dans des tronçons fluviaux possédant des écoulements très compétents, permettant un remaniement des formes fluviales relativement fréquent. En se replaçant dans la logique du *continuum* fluvial, où les méandres succèdent souvent aux chenaux tressés, les chenaux **divagants** peuvent être considérés comme une forme de transition entre ces deux styles (*e.g.* Burge & Lapointe, 2005). Ils se matérialisent dans le paysage par un chenal principal plutôt sinueux et particulièrement marqué, qui se distingue clairement au milieu d'un réseau de chenaux latéraux plus ou moins développé. La charge de fond en transit et la dynamique latérale y sont plus faibles que pour les chenaux en tresses. Les chenaux **anastomosés** se distinguent du tressage principalement par le fait que le réseau de chenaux reste identifiable pour le débit à plein bord (*e.g.* Makasque, 2001). Les îles y sont plus larges et dotées d'une relative stabilité permettant à la végétation rivulaire d'atteindre des stades matures. Ces îles ont souvent une forme de soucoupe formant ainsi des cuvettes (*floodbassins*) que les chenaux entourent. Les chenaux sont généralement étroits et profonds et fréquemment sinueux. La pente est assez faible et la charge en transit est dominée par des fines transportées en suspension (*wash load*). Nanson & Knighton (1996) utilisent le terme d'**anabranche** pour désigner de manière générique l'ensemble des cours d'eau à chenaux multiples en dehors des chenaux tressés. Au sein de ces cours d'eau, la distance entre zones de diffuence et de confluence de l'écoulement de chaque branche est bien plus importante que pour les chenaux tressés, atteignant parfois plusieurs kilomètres (Figure 1.2b). Chaque branche du réseau peut développer un style propre (rectiligne, tressé, divagant ou anastomosé). Le style anastomosé constitue l'un des six types de chenaux anabranchés identifiés par ces auteurs. Le style anabranché semble être le style dominant observé au sein des plaines des plus gros organismes fluviaux mondiaux (Latrubesse, 2008).

1.2.3. Relations cours actif(s) / plaine

Le style fluvial développé par le cours d'eau conditionne en grande partie l'instabilité latérale des chenaux actifs (Figure 1.2). Cette dynamique implique des processus prédominants de construction (*i.e.* alluvionnement) et de régénération (*i.e.* érosion) de la plaine propre à chaque style et aux caractéristiques physiques qui leurs sont associées.

Une plaine est sous l'influence directe du cours qu'elle borde. Les cours actifs et leurs plaines inondables (*lato sensu*) sont classiquement segmentés en trois zones "fonctionnelles" (*Genetic zones*). Ce zonage permet d'illustrer l'influence décroissante des cours actifs sur leurs plaines (*l.s*) en termes de fonctionnement hydrologique et hydraulique (*i.e.* distribution de l'énergie) et de leur résultante morpho-sédimentaire (*e.g.* Lewin, 1978 ; Lewin, 2010 ; Ashworth & Lewin, 2013). On distingue ainsi : (i) les unités actives de la bande fluviale (*Rheic zone*), incluant des mésoformes telles que les chenaux courants de second ordre (ou d'ordre supérieur), les bancs alluviaux ; (ii) les unités de transition, comprenant des espaces aquatiques et terrestres, entre la bande active et le reste de la plaine inondable [*stricto sensu*] (*Transitional zone*) se trouvant périodiquement submergées par les eaux de crue et contenant des mésoformes telles que les îles, les levées ou des bras morts semi-lotiques et lentiques ; (iii) les unités de la plaine (*s.s.*) dont la submersion par les eaux de crue n'est effective que pour des événements extrêmes (*Perirheic zone*). Au-delà se trouve la plaine alluviale.

Nanson & Croke (1992) ont développé une typologie des plaines d'inondation en combinant la puissance spécifique par unité de longueur du cours actif à plein bord¹ (noté ω) et la texture des dépôts sédimentaires leur permettant d'énoncer les modalités dominantes de construction alluviale des plaines inondables en fonction du style fluvial développé par le cours actif. Sur cette base, les auteurs ont défini un total de 13 types et sous-types de "couples" cours actif / plaine inondable pouvant être réduit à trois classes principales (A, B & C).

La classe A regroupe les plaines à matériel non-cohésif des cours actifs à forte énergie (*ca* $\omega > 300 \text{ W.m}^{-2}$). Généralement situées dans le cours supérieur relativement pentu des bassins, elles se retrouvent dans des fonds de vallée plutôt étroits, ce qui limite les potentialités de migration latérale du cours actif. Les processus d'accrétion verticale constituent la modalité dominante de construction de ces plaines. Cependant, l'alluvionnement y est souvent contre balancé par des crues peu fréquentes mais très compétentes, si bien que ces plaines sont dites en "déséquilibre".

La classe B rassemble les plaines à matériel non-cohésif des cours actifs de moyenne énergie (*ca* $10 < \omega < 300 \text{ W.m}^{-2}$). Ces environnements constituent des milieux où la plaine d'inondation est considérée comme étant en équilibre dynamique avec le régime d'écoulement relativement régulier du cours actif (*i.e.* hypothèse qu'il y a autant d'alluvionnement que d'érosion sur le temps long). Ces plaines se retrouvent au sein des fonds de vallées peu confinés et présentent une forte hétérogénéité de formes sédimentaires. Ces plaines renferment souvent un réseau plus ou moins développé de bras fluviaux, parmi d'autres types de zones humides périfluviales, se trouvant plus ou moins interconnectés avec le(s) cours actif(s). Cette classe, s'inscrivant dans une gamme énergétique très étendue, implique les cours actifs en tresses (*ca* $50 < \omega < 300$), divagants

¹ ω (en W.m^{-2}) = $\rho g Q_b S / W$; où $\rho = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$; $g = 9,8 \text{ m.s}^{-1}$; Q_b le débit à plein bord ; S la pente et W la largeur du chenal.

($ca\ 30 < \omega < 200$) et à méandres ($ca\ 10 < \omega < 60$). En termes de modalité de construction alluviale, les plaines associées aux cours d'eau tressés tendent à évoluer principalement par accrétion verticale des chenaux en tresses. Pour les cours d'eau moins puissants, comme dans le cas des méandres, la mobilité latérale peut engendrer une incorporation progressive des formes d'accumulations alluviales produite au sein de la bande active ou des zones de transition à la plaine (e.g. des bancs, des îles). Les mésoformes des unités de transition et de la plaine peuvent également s'exhausser et se combler progressivement via l'accumulation de dépôts de débordement (*overbank deposits*), principalement constitué de sédiments fins (i.e. limons et sables), c'est notamment le cas pour les bras morts. En termes de régénération des formes alluviales, l'érosion peut prendre différentes formes, allant du simple rajeunissement par décapage des mésoformes de la bande active, voire des marges fluviale et d'érosion de berges, jusqu'aux processus de recoupement de chenaux et d'avulsion qui sont à l'origine de la création de nouveaux chenaux latéraux (cf. §2, ce chapitre).

La classe C regroupe les plaines à matériel cohésif des cours actifs à faible énergie ($ca\ \omega < 10\ W.m^{-2}$) qui se retrouvent le long des cours d'eau à méandres et des chenaux anastomosés relativement stables latéralement du fait de la présence de berges cohésives. Ces plaines sont très développées et évoluent principalement par accumulation verticale de limon de débordement. Ces plaines alluviales renferment fréquemment de nombreuses zones humides.

Du fait du faible degré de confinement des fonds de vallée dans lesquelles elles s'inscrivent et de leur capacité à générer de nombreux chenaux latéraux, les "couples" cours actifs / plaines de la classe B & C nous intéressent plus particulièrement.

D'un point de vue dynamique, Lewin (1978) identifie trois niveaux d'activité à l'interface cours actifs / plaines inondables : (i) le taux de production et de destruction des mésoformes, qui dépend principalement du régime hydrologique et des variations de la distribution de l'énergie dans la plaine ; (ii) la fréquence à laquelle l'énergie est redistribuée latéralement au sein de la plaine, notamment au travers des processus de migration latérale des cours actifs, des recoupements et des avulsions (cf. §2, ce chapitre). Ces événements déterminent à la fois la nature et les vitesses d'incorporation des mésoformes composant le lit actif et les marges fluviales à la plaine ; (iii) A l'échelle des systèmes fluviaux, la nature et l'amplitude des modifications des facteurs de contrôle de la dynamique fluviale (Figure 1.1), tels les changements hydroclimatiques, le diastrophisme ou encore les actions anthropiques, peuvent entraîner des modifications notables en terme de modalités de fonctionnement des plaines et de leurs mésoformes.

En effet, lorsque les variables de contrôle de la dynamique du système fluvial sont relativement stables et que l'on observe une certaine permanence dans le temps des formes fluviales, on dit que le tronçon fluvial se trouve en équilibre dynamique. Le changement significatif et durable d'un ou plusieurs de ces paramètres de contrôle va en retour engendrer une "perturbation" du système impliquant un ajustement des variables dépendantes vers un nouvel équilibre (e.g. Knighton, 1998). Un événement s'inscrivant dans le temps court mais doté d'une magnitude exceptionnelle peut également engendrer ce type de réponse (e.g. un tremblement de terre ou une crue de temps de retour de 1000 ans). La résultante morphodynamique ultime de cet état de déséquilibre plus ou moins transitoire s'exprime sous la forme d'une métamorphose fluviale, où le cours d'eau change de style fluvial. Le temps de relaxation, ou temps nécessaire

pour le rétablissement d'un état d'équilibre post-perturbation, peut varier significativement selon la nature et l'intensité du facteur "perturbateur" et selon le système fluvial considéré. Ainsi, dans les faits, les plaines sont souvent polygéniques (*polyphase floodplain*, Nanson & Croke, 1992), dans le sens où elles se construisent sur le temps long, conservent des formes héritées de dynamiques passées, auxquelles viennent se juxtaposer ou se surimposer des formes plus récentes associées à différents styles fluviaux.

1.3. Les plaines en tant qu'hydrosystème

Largement développé sur la base d'études menées sur les plaines du Haut-Rhône français (*e.g.* Roux, 1982a, 1982b ; Amoros *et al.*, 1982 ; Bravard *et al.*, 1986 ; Amoros *et al.*, 1987 ; Amoros *et al.*, 1988) et intégrant les travaux d'autres auteurs (*e.g.* Frissel, 1986 ; Ward, 1989), le concept d'hydrosystème fluvial intègre le fonctionnement du système fluvial pour expliquer la variabilité spatiale et temporelle des écosystèmes et leurs interactions, à l'échelle du bassin versant (*e.g.* Petts & Amoros, 1996 ; Thorp *et al.*, 2008). Cet espace multidimensionnel est un système ouvert et hiérarchisé, c'est-à-dire qu'il est structuré par de multiples sous-systèmes qui s'emboîtent à différents niveaux spatiaux (*e.g.* Frissel, 1986 ; Petts & Amoros, 1996 ; Thorp *et al.*, 2008).

Cinq principaux niveaux hiérarchiques sont classiquement distingués : le bassin versant, les secteurs fonctionnels qui s'individualisent notamment par des styles fluviaux différents (*e.g.* un secteur à méandres libres), les ensembles fonctionnels qui correspondent à des formes fluviales spécifiques (*e.g.* un radier ou un bras mort), les unités fonctionnelles (*e.g.* des mésohabitats intra-fluviaux ou un bouchon alluvial) et localement les micro-habitats (*e.g.* un arbre immergé). Chaque niveau hiérarchique constitue une unité discrète du niveau supérieur et une agglomération des unités discrètes composant les niveaux inférieurs. Autrement dit, les processus et les dynamiques s'exerçant aux échelons supérieurs influencent significativement celles des niveaux inférieurs et les propriétés des niveaux supérieurs intègrent celles des niveaux inférieurs. L'ensemble de ces niveaux hiérarchiques s'inscrit dans un double gradient qualifiant le potentiel d'ajustement des différents "sous-systèmes", en termes de sensibilité aux perturbations et de temps de réponse, face à un changement d'un ou plusieurs paramètres de la dynamique fluviale (Figure 1.3). D'autre part, chaque niveau hiérarchique peut s'individualiser "par des relations privilégiées entre les facteurs biologiques, géomorphologiques, hydrologiques, sédimentologiques, pédologiques et les peuplements végétaux et animaux" (Amoros *et al.*, 1982, p. 49).

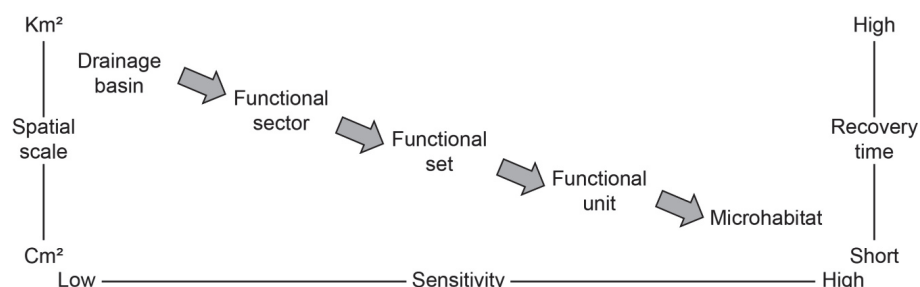


Figure 1.3. Organisation hiérarchisée des hydrosystèmes fluviaux et relation aux temps et à l'espace des différentes unités (modifié d'après Thorp *et al.*, 2008).

Dans un hydrosystème (Figure 1.4), l'eau est le principal vecteur des échanges et le moteur de la dynamique et de l'organisation spatiale des biotopes et des biocénoses. Ces flux d'eau, en établissant des liens physiques entre les différentes unités paysagères constituant les cours d'eau et leurs marges alluviales, permettent des échanges d'énergie, d'organismes, d'éléments chimiques dissous et de particules organiques et minérales (*e.g.* Amoros & Bronette, 2002). Cette connectivité hydrologique peut s'exprimer dans quatre dimensions. La dimension longitudinale représente les interactions amont-aval. La dimension latérale désigne les interactions entre le cours actif et les marges alluviales semi-aquatiques et terrestres pouvant être périodiquement submergées. La dimension verticale renvoie aux échanges s'opérant entre les unités aquatiques, semi-aquatiques et terrestres de surface et les aquifères alluviaux et/ou de versants. Aux trois précédentes dimensions spatiales s'ajoute la dimension temporelle. Cette dernière implique l'idée que ces interconnexions peuvent varier dans le temps, tant du point de vue qualitatif (*i.e.* nature des éléments échangés) que quantitatif. A court terme, cette variabilité est fonction des interactions entre les pulsations hydrologiques dans le chenal principal (*Flood and flow pulses*, *sensu* Junk *et al.*, 1989 ; Tockner *et al.*, 2000) et des variations topographiques de la plaine. Cette connectivité peut évoluer au gré du temps avec l'évolution des formes.

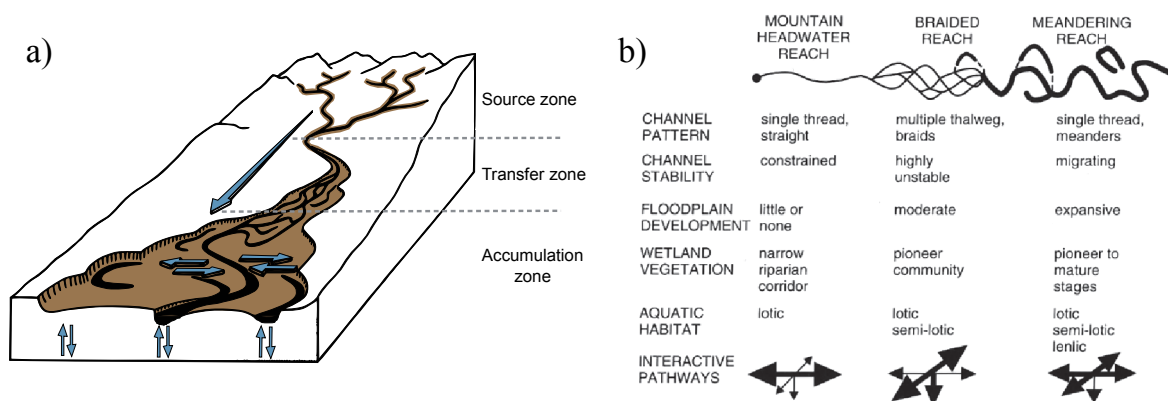


Figure 1.4. Représentation schématique du concept d'hydrosystème fluvial au sein du système fluvial. (a) Illustration des interactions (*i.e.* connectivités) s'opérant à l'échelle du bassin versant (modifié d'après Petts & Amoros, 1996). (b) Variation de la connectivité pour trois principaux types de tronçons, jugés représentatifs de la zone de production (*source zone*), de transfert (*transfer zone*) et d'accumulation (*accumulation zone*) de la charge sédimentaire et caractéristiques générales associées (Ward & Stanford, 1995b). Les flèches indiquent la puissance des interactions dans les dimensions longitudinales (flèches horizontales), latérales (flèches obliques) et verticales (flèches verticales).

N.B. : Notons la présence des chenaux latéraux dans les deux tronçons fluviaux représentant les secteurs de plaine.

La complexité des hydrosystèmes est la plus évidente dans les plaines : les interactions latérales et verticales y sont les plus fortes et les plus structurantes pour les écosystèmes (Figure 1.4 b). Les "couples" cours actifs / plaine relativement dynamiques (mais pas excessivement) contiennent une mosaïque diversifiée de milieux aquatiques, semi-aquatiques et terrestres, plus ou moins interconnectés. A partir des processus d'érosion, de transport et de dépôt sédimentaire, la dynamique fluviale assure l'auto-entretien dynamique de cette diversité de tâches paysagères. L'hétérogénéité de ces différents biotopes, en termes de stades successionnels et de vitesses d'évolution, associée à la variabilité spatio-temporelle de leurs interconnexions, est à l'origine de

la richesse écologique, souvent qualifiée d'exceptionnelle, de ce type de "couples" cours actifs / plaine. La présence d'un réseau de chenaux latéraux, plus ou moins interconnecté avec le chenal principal, contribuent significativement à la diversification des habitats physiques disponibles à l'échelle de la plaine (*e.g.* Amoros Henry & Amoros, 1995 ; Amoros & Bornette, 2002 ; Ward *et al.*, 2002).

2. De la genèse à l'atterrissement : évolution biophysique des chenaux latéraux

L'évolution hydromorphologique des chenaux latéraux issus d'une dynamique de méandrage se déroule fréquemment selon quatre principales phases [*i.e.* d'un remplissage par la charge de fond à un remplissage par les sédiments fins] (*e.g.* Gagliano & Howard, 1984 ; Constantine *et al.*, 2010 ; Toonen *et al.*, 2012 ; Dieras, 2013). (i) Lors de la phase initiale, les chenaux sont tout d'abord générés par la dynamique fluviale, selon des processus tels le recouplement ou l'avulsion. (ii) L'étape suivante correspond à la phase d'abandon, au cours de laquelle les bras vifs (*i.e.* lotique) enregistrent des dépôts provenant essentiellement de la charge de fond, mais ce n'est pas toujours le cas. (iii) Une fois le bras vif abandonné (*i.e.* souvent à partir de l'établissement d'un bouchon alluvial au niveau de la zone de diffuence de l'écoulement entre le chenal principal et le chenal latéral), la "vie" du bras mort débute (chenal semi-lotique). Dès l'initiation de cette phase, son comblement se réalise par accumulation de fines, jusqu'à son isolement total du cours principal (*i.e.* bras lentique). Le bras enregistre alors un fonctionnement de type lacustre jusqu'à ce qu'il devienne une unité paysagère totalement terrestre (*i.e.* un paléochenal). Ce schéma d'évolution s'applique également souvent aux chenaux latéraux s'inscrivant dans des hydrosystèmes fortement aménagés. Au cours de ce cycle évolutif, la connectivité hydrologique entre le chenal latéral et le chenal principal diminue. Au gré de l'atterrissement du bras, les conditions d'habitat et les peuplements biologiques se modifient.

2.1. Genèse des bras vifs : recouplement et avulsion

Les chenaux latéraux tirent leurs origines d'une instabilité latérale active du cours actif se manifestant par des processus de recouplement ou d'avulsion. Au sens large, l'avulsion peut se définir comme le processus menant à la création relativement soudaine d'un nouveau bras vif et pouvant conduire, ou non, à l'établissement d'une nouvelle bande active (*e.g.* Makasque, 2001). Les géomorphologues distinguent souvent deux sous-types de processus avulsifs : le recouplement et l'avulsion au sens strict du terme (*e.g.* Allen, 1965 ; Kleinhans, 2013). Un recouplement se réalise localement (*e.g.* un banc de tressage ou une boucle de méandre) et se retrouve essentiellement dans l'enveloppe de méandrage ou de tressage (*meander or braided belt*). Il implique une diminution de la sinuosité de l'ancien tracé au profit d'un tracé plus court à plus forte pente. Nous réservons le terme d'avulsion (*s.s.*) pour désigner les cas où l'ensemble de la bande active change radicalement de tracé impliquant une modification du cours initial sur un plus grand espace. Ces deux mécanismes d'ajustement de la morphologie du cours d'eau sont initiés par la combinaison de processus d'accumulation et d'érosion.

2.1.1. Cas des recoupements dans les cours d'eau à chenal unique

Lorsque des boucles de méandres successives ne sont pas contraintes par le cadre structural encaissant (*e.g.* secteur en gorge, berges extrêmement cohésives) et que les écoulements superficiels sont suffisamment compétents, le train de méandre tend naturellement à migrer longitudinalement selon un mouvement de translation de l'amont vers l'aval s'accompagnant d'une migration latérale (extension/expansion) pouvant s'associer ou non à une rotation de l'axe du méandre (Hooke & Yorke, 2010). La migration des chenaux méandriformes se réalise principalement par construction de bancs alluviaux par accrétion latérale en rive convexe et l'érosion de matériaux en rive concave. Lorsqu'ils s'inscrivent dans cette dynamique, les chenaux méandriformes ont la capacité de générer de nouveaux bras vifs, à partir du recouplement d'une boucle de méandre (*bend cutoff*). Le recouplement peut se réaliser soit par déversement (*chute cutoff*) soit par tangence (*neck cutoff*) [Figure 1.5].

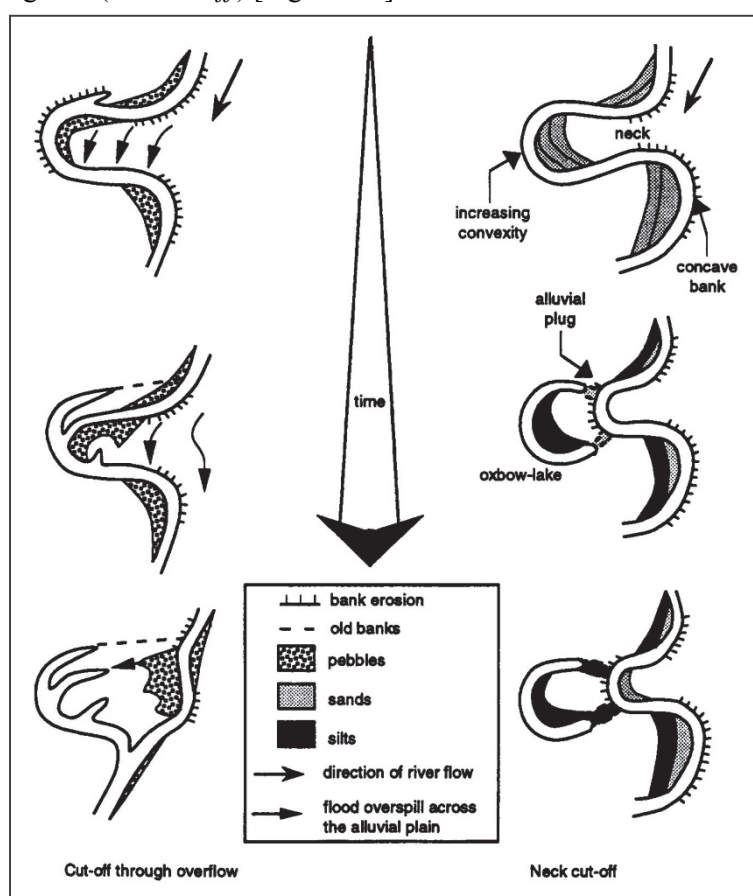


Figure 1.5. Principaux types de recoupements des cours actifs méandriformes (Bravard & Gilvear, 1996) : le recouplement par déversement à gauche et le recouplement par tangence à droite.

Le recouplement d'une boucle de méandre par déversement s'observe de manière privilégiée sur les méandres de piémont, ou bien dans des zones à pentes localement plus fortes, où les boucles évoluent essentiellement par translation suivant l'axe de la vallée. Ces méandres sont dotés d'une mobilité latérale relativement forte s'associant à des berges plutôt non cohésives où les matériaux grossiers sont dominants (*e.g.* Lewis & Lewin, 1983 ; Piégay *et al.*, 1998). Des événements de crues débordantes suffisamment puissants peuvent inciser un nouveau chenal au travers du pédoncule, et à terme court-circuiter la boucle en empruntant un chemin plus direct. Ce type de

recoupements peut être généré selon différents mécanismes (Hooke, 1995 ; Gay *et al.*, 1998 ; Constantine *et al.*, 2010), par exemple à partir de la création d'une échancrure et extension du chenal de déversement par érosion régressive (*headcut*) ou progressive (*downcut*), ou encore suivant à la suite de la capture et de l'élargissement des rides d'un banc de convexité (*swale of a scroll bar*).

Le recouplement d'une boucle de méandre par tangence s'observe principalement dans les secteurs de plaine, ou bien dans des zones à pentes localement faibles, couramment associés à des berges plus cohésives et où les matériaux argileux et limoneux sont présents en relativement forte proportion. Ce processus se rencontre de manière privilégiée lorsque les méandres subissent une forte extension perpendiculaire à l'axe de la vallée et à une faible translation aval du méandre (*e.g.* Allen, 1965 ; Gagliano & Howard, 1984 ; Hooke, 1995). Au gré de la maturation de la boucle de méandre, son rayon de courbure tend progressivement vers une valeur limite. L'érosion complète du pédoncule localisé entre les deux berges concaves entraîne le recouplement de l'ancien cours actif. Ce type de recouplement peut être imputé au déplacement d'une boucle de méandre dans une autre. Les différences de résistance des matériaux constituant les berges des deux boucles expliquant dans ce cas des vitesses de migration différenciées et une asymétrie prononcée favorisant le recouplement.

Les recoupements de méandre (tant par tangence que par déversement) peuvent impliquer des boucles de méandre multiples (*multiloop chute or neck cutoff*), où des chenaux latéraux successifs se créent au fur et à mesure de la migration de la boucle et mettant en œuvre les mêmes processus que ceux précédemment définis pour les boucles uniques de méandre (*e.g.* Lewis & Lewin, 1983).

2.1.2. Cas des recoupements dans les cours d'eau tressés

A partir de travaux de certains de ces prédécesseurs, Ferguson (1993) identifie quatre principaux mécanismes de formation des chenaux de tresses au sein de la bande active de tressage (Figure 1.6), pour lesquels on ne peut pas réellement parler de dynamique latérale. Ces processus à l'origine de la création de nouveaux bras vifs sont liés soit à la mise en place de formes d'accumulation des sédiments (i, ii), soit à des processus érosifs localisés (iii, iv). On distingue ainsi (i) la mise en place de bancs médians (*central bar initiation and emergence*), (ii) la conversion de bancs transversaux (*transverse bar conversion*), (iii) le recouplement de bancs par déversement (*chute cutoff*) et (iv) le recouplement de bancs multiples (*multiple bar dissection*). Les cours d'eau en tresses sont éminemment dynamiques et présentent souvent un taux de renouvellement des mésoformes très important à des échelles de temps très courtes. Les recoupements par déversement peuvent également se produire à l'interface bande active / plaine inondable. Cela est d'autant plus possible lorsque la bande de tressage s'inscrit dans une dynamique d'aggradation du lit. C'est également dans un contexte d'exhaussement marqué de la bande active que les cours d'eau tressés sont les plus sensibles à l'avulsion (Ferguson, 1993), processus permettant au cours d'eau tressés de divaguer latéralement au sein de la plaine.

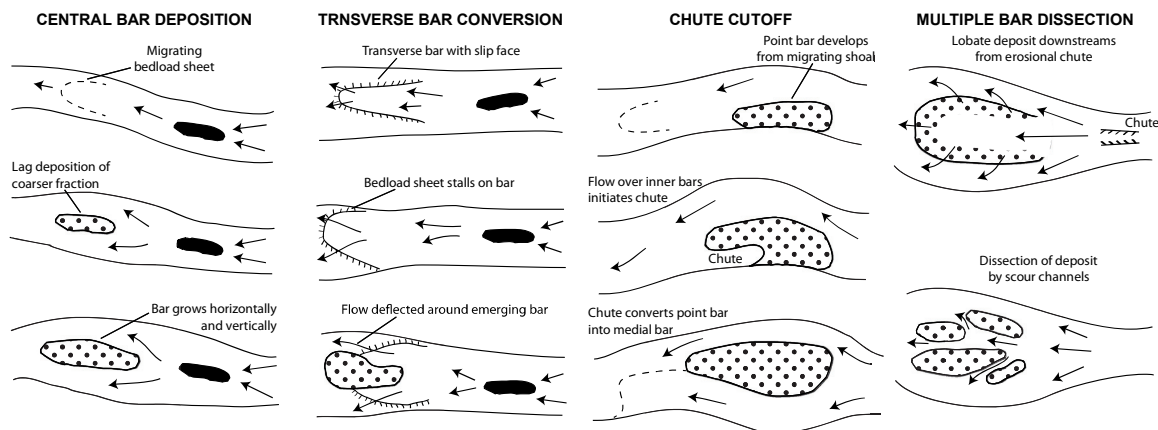


Figure 1.6. Mécanismes de créations de ces chenaux de rivière en tresses (Charlton, 2009).

2.1.3. Cas des avulsions

L'avulsion se retrouve sur l'ensemble des styles fluviaux. Ce processus est très souvent associé à une élévation du niveau de base et/ou à une dynamique d'exhaussement du lit (*e.g.* Bridge, 2003 ; Slingerland & Smith, 2004 ; Kleinhans *et al.*, 2013). L'initiation de l'avulsion au sein de la plaine peut être causée par de multiples facteurs pouvant se cumuler tels les crues, le néotectonisme, les changements climatiques, les embâcles de glace ou de bois, ou encore les mouvements de masse (*i.e.* colluvionnement) et l'obstruction de l'écoulement par le déplacement de bancs alluviaux. Dans les plaines, hors systèmes deltaïques, le nouveau bras créé rejoint généralement le cours ayant subi l'avulsion plus en aval. Ainsi, l'avulsion est le processus clé permettant d'expliquer la formation des cours d'eau en anastomoses et plus largement des tronçons fluviaux en anabranches.

2.2. Abandon des chenaux latéraux par le cours actif

De leur genèse à leur abandon, les chenaux secondaires actifs sont susceptibles de piéger la charge sédimentaire transitant en leur sein, et plus spécifiquement la charge de fond. Hormis le cas spécifique des basses de convexité, tous ces bras vifs permanents ne sont pas destinés à devenir des bras morts. A l'échelle d'une zone de difffluence de l'écoulement, un bras ne prendra progressivement l'avantage sur l'autre que si sa capacité de transport excède la charge sédimentaire transitant en son sein, par le biais d'une capture d'une proportion du débit total en amont de la bifurcation de plus en plus importante (Kleinhans *et al.*, 2013). Ainsi, les mécanismes de recoupement et d'avulsion peuvent conduire à une diversion partielle ou totale de l'écoulement superficiel initial. Par exemple, dans le cas des chenaux anastomosés, la zone de difffluence créée à la suite d'une avulsion peut se trouver en équilibre dynamique et persister sur le long terme (*e.g.* Makasque, 2001). L'évolution morphodynamique des zones de bifurcation pouvant mener ou non l'abandon des bras vifs est une question complexe. Notre propos est ici recentré sur deux principaux cas de figure : (i) l'abandon naturel des chenaux de méandres recoupés, que l'on traitera à l'échelle de la zone de difffluence de l'écoulement et (ii) l'abandon de bras issus de cours d'eau à chenaux multiples, en réponse à des interventions humaines.

2.2.1. Cas de l'abandon des chenaux recoupés de méandres

Dans le cas des méandres (Figure 1.5), les processus de recoupements sont dans la plupart des cas synonymes de création d'un avantage de pente du nouveau bras sur le bras recoupé. Le nouveau chenal tend ainsi, plus ou moins rapidement, à rassembler une part de plus en plus importante du débit total du cours d'eau, au détriment du chenal recoupé. L'abandon du chenal recoupé est d'autant plus rapide que l'on assiste souvent à la formation progressive d'un banc au niveau de la zone de diffluence de l'écoulement à l'interface bras recoupé / nouveau chenal. Lorsque cet atterrissement obture totalement l'extrémité amont de l'ancien cours, le banc forme ce que l'on désigne communément comme un bouchon alluvial (*alluvial plug*, *plug bar*). La disponibilité en charge de fond et en suspension, le rapport de longueur entre la longueur du bras recoupé et celle du chenal de recoupement (*i.e.* la pente), la capacité de transport du chenal et l'angle de diffluence entre les deux branches ont été identifiés comme les principaux facteurs contrôlant l'édification de ce bouchon alluvial (Gagliano & Howard, 1984 ; Shields & Abt, 1989 ; Constantine *et al.*, 2010 ; Dieras, 2013). La vitesse de fermeture de la terminaison amont des chenaux recoupés est variable d'un système fluvial à un autre, mais s'avère être relativement rapide. Les auteurs ayant observé la temporalité de la mise en place de bouchons alluviaux amont évoquent des temps de fermeture s'échelonnant de quelques mois à une dizaine d'années (Gagliano & Howard, 1984 ; Hooke, 1995 ; Gautier *et al.*, 2007 ; Dieras, 2013).

Constantine *et al.* (2010) ont quantifié, à partir d'une analyse mécaniste, les liens existants entre l'angle de connexion et la capacité de transport de la charge de fond dans la zone de séparation de l'écoulement au niveau de la diffluence. Ils observent que la mise en place du bouchon alluvial est d'autant plus rapide que l'angle de diversion de l'écoulement est élevé (cas des chenaux recoupés par tangence). Réciproquement, la transition entre bras vifs et bras morts est plus lente pour les chenaux latéraux disposant d'un angle de diversion faible (cas des chenaux recoupés par déversement). D'autre part, tant que la mise en place du bouchon n'est pas effective, le chenal recoupé aura tendance à piéger la charge de fond en provenance du nouveau cours principal. Ceci explique que l'on retrouve très souvent d'importants dépôts de matériaux grossiers sur une proportion élevée du linéaire et selon un gradient décroissant vers l'aval pour des bras d'une valeur d'angle de diffluence faible (Allen, 1965 ; Kondolf, 2007 ; Constantine *et al.*, 2010 ; Dieras, 2013). Ces dépôts d'alluvions grossières participent ainsi à une réduction rapide et marquée de la profondeur et du volume initial du bras vif jusqu'à l'établissement du bouchon. L'accumulation d'alluvions grossières sera d'autant plus marquée sur les chenaux recoupés par déversement que sur ceux issus d'un recoupement par tangence (Constantine *et al.*, 2010 ; Dieras, 2013).

Les études centrées sur la mise en place de bouchons alluviaux à l'aval des chenaux latéraux sont rares. La fermeture de cette extrémité se réalise généralement moins rapidement. Le Coz *et al.* (2010) ont observé sur la terminaison aval d'un ancien méandre recoupé (une fois déconnecté à l'amont) la présence d'une zone de recirculation complexe des écoulements, au niveau de la zone de jonction entre le bras mort et le chenal principal (Figure 1.7). Ces auteurs observent la mise en place progressive d'un atterrissement s'initiant le long de la berge aval du bras mort (selon la direction du flux dans le chenal principal) en lien avec la présence d'une zone de décélération de

l'écoulement, alors que plus localement l'accélération des flux au niveau de la berge amont du bras mort tend à l'éroder.

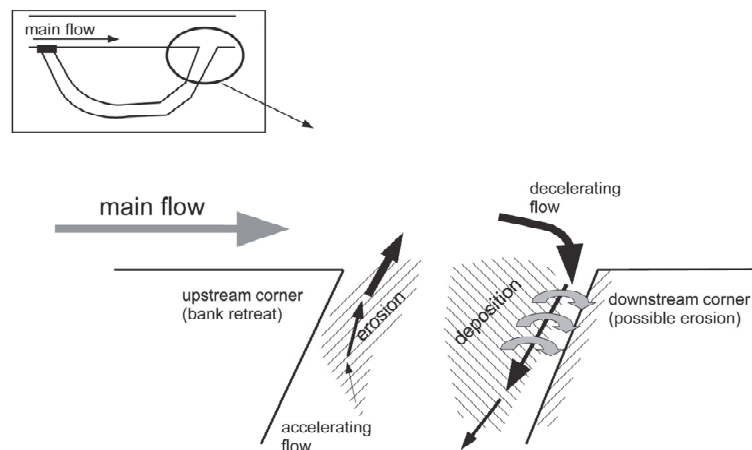


Figure 1.7. Mécanismes hydrodynamiques menant à la mise en place progressive d'un bouchon alluvial à l'aval d'un bras mort (Le Coz *et al.*, 2010).

2.2.2. Cas des systèmes fluviaux anthropisés

L'abandon des chenaux latéraux résultant de l'anthropisation des cours d'eau constitue un second cas relativement fréquent (*artificial cutoff* ; *sensu* Erskine *et al.*, 1992). Depuis le XIX^e siècle, des efforts considérables ont été réalisés pour améliorer la navigabilité des grands axes fluviaux ou bien encore pour exploiter leur potentiel hydroélectrique. Les travaux d'ingénierie civile menés dans ce cadre ont souvent été à l'origine de la fermeture partielle ou totale de certains chenaux latéraux. L'isolement des chenaux peut constituer une conséquence directe ou indirecte des activités et infrastructures anthropiques.

Dans ce cadre interventionniste, on peut citer le cas des rescindements de méandre, où le recouplement est réalisé de manière volontaire. Cette pratique permet de linéariser le tracé d'un cours d'eau et donc de réduire les temps de parcours en supprimant une ou plusieurs boucles de méandres (*e.g.* Julien *et al.*, 2008). A plus grande échelle, les travaux d'endiguement constituent un bon exemple de déconnexion artificielle des bras courants. Les cas de trois fleuves européens emblématiques que sont le Danube, le Rhin et le Rhône constituent des exemples très évocateurs à ce titre. En effet, jusqu'au XIX^e siècle ces trois cours d'eau avaient libre cours et présentaient des tronçons de plaine dans lesquels s'inscrivait un réseau conséquent de chenaux tressés, voire en anastomoses ou en anabranches (Danube : *e.g.* Hohensinner *et al.*, 2014 ; Rhin : *e.g.* Arnaud, 2012 ; Rhône : *e.g.* Bravard, 2010). Au cours du XIX^e siècle, d'importants travaux de correction fluviale ayant pour objectif principal de ramener ces eaux divisées en un chenal navigable unique furent entrepris, notamment à partir de l'édification d'endiguements longitudinaux submersibles (*e.g.* Tricart & Bravard, 1991 ; Persat *et al.*, 1995). Ces travaux ont engendré la déconnexion de nombreux chenaux latéraux, parfois à leurs deux extrémités et parfois seulement sur leur partie amont. Ces ouvrages ont eu pour effet de tronquer la phase initiale de remplissage par la charge de fond des bras vifs, ce qui n'est sans doute pas sans conséquences sur la phase de remplissage des bras morts par les alluvions fines (*cf.* §2.3.1, ce chapitre).

L'abandon des chenaux latéraux peut également être causé par les aménagements fluviaux, mais cette fois de manière indirecte. Par exemple, l'édification d'un barrage sur un cours d'eau a tendance à générer une incision du lit mineur se combinant souvent à une rétractation de la bande active en aval de l'ouvrage. On notera que d'autres formes d'interventions anthropiques tels les rescindements de méandres, les endiguements et les extractions d'alluvions en lit mineur sont à même de provoquer ce type d'ajustement des lits alluviaux. Par exemple, de nombreux cas de métamorphoses fluviales induites par de tels aménagements et impliquant le passage d'un lit à chenaux multiples à un lit à chenal unique, voire à des formes de transition intermédiaires, ont été décrits dans la littérature (e.g. Friedman *et al.*, 1998 ; Marston *et al.*, 1995 ; Surian & Rinaldi, 2003 ; Wang *et al.*, 2007). Dans ce cas de figure, l'abandon des chenaux latéraux se réalise prématurément suite à l'abaissement des lignes d'eau consécutif à l'incision du plancher alluvial.

Les planches montrant l'évolution planimétrique de certains tronçons du Rhône de *ca* 1860 à récemment (Annexe 1.1) illustrent parfaitement l'incidence, à la fois directe et indirecte, des sociétés.

2.3. Facteurs de contrôle de l'atterrissement des bras morts

Une fois isolés à l'amont, et hormis une éventuelle recapture par le cours actif, les bras morts sont destinés à s'atterrir plus ou moins rapidement jusqu'à devenir des milieux terrestres. Ce processus constitue le cœur des travaux de recherche menés. L'atterrissement peut se définir comme la diminution progressive de la profondeur et de la superficie de la zone aquatique des bras morts. L'atterrissement des bras morts et de fait leur pérennité en tant qu'habitat aquatique dépend de trois principaux processus évolutifs que nous décrivons dans la suite de notre propos : (i) la dynamique de comblement des bras par les matériaux minéraux et organiques (ii) la productivité du milieu et (iii) la dynamique morphologique du cours principal.

La sédimentation fine en milieu de plaine inondable est un processus complexe pouvant présenter de fortes variations, à la fois dans le temps et dans l'espace (e.g. Walling & He, 1998 ; Gautier *et al.*, 2009). Une simple comparaison de quelques valeurs de taux de sédimentation mesurés dans des chenaux latéraux de diverses origines géomorphologiques, situés sur des rivières aux caractéristiques physiques très diverses, permet de rendre compte de l'hétérogénéité des vitesses de comblement par les fines qu'il est possible d'observer *in situ* (Table 1.1). Les bras morts sont sujets à des écoulements plus concentrés que dans le reste de la plaine inondable, où les flux sont plus diffus. La fréquence, l'intensité et la durée des échanges entre ces unités et le chenal diffèrent également.

La nature et la disponibilité de la charge en transit et plus spécifiquement la concentration en Matières En Suspension (MES), qui peut fortement varier selon les hydrosystèmes, constitue un facteur de premier ordre évident, de la sédimentation fine dans les bras morts (e.g. Citterio & Piégay, 2009). A une échelle plus locale, à partir de comparaisons de bras morts situés sur des hydrosystèmes ou des tronçons de plaine aux conditions physiques similaires, d'autres facteurs de contrôle ont pu être identifiés par la communauté scientifique.

River (Country)	Number of Floodplain channels	Main geomorphological origin	Method	Time-window considered	Estimated fine sedimentation rates range (cm.yr ⁻¹)	Source
14 rivers of Wales and the Borderlands (UK)	92	Meandering, "mobile bar"	Topographic	not specify	0.03 to 7.1 (channel average)	Lewis & Lewin, 1983
Hunter River (Australia)	3	Meandering	Topographic	50 to 100 after cutoff	4.5 to 14.0 (channel average)	Erskine <i>et al.</i> , 1992
Bollin River (England)	1	Meandering	Topographic	from a few months to <i>ca</i> 14 years after cutoff	8.8 to 120 (repeated surveys of the upstream end of the cutoff)	Hooke, 1995
Rhône (France)	16	Braided, meandering	Coring / short period radionuclides (¹³⁷ CS & ¹³⁴ CS)	3.5 to 30.5 years in reference to fallout peak (near-surface samples)	0.14 to 2.86 (channel average)	Rostan <i>et al.</i> , 1997
Vistula River (Poland)	3	Meandering	Coring and short period radionuclides (²¹⁰ Pb)	0 to 106 years in reference to the initiation of fine sedimentation	0.4 to 2.7 (punctual; increments along the core)	Gąsiorowski & Hercman (2005)
Mississippi River (USA) Birch Creek (USA) Middle Fly River (Papua New Guinea)	4	Meandering	Coring and Optically Stimulated Luminescence	35 to 928 years (OSL age), in reference to the initiation of fine sedimentation	0.3 to 5.8 (punctual)	Rowland <i>et al.</i> , 2005
Sacramento River (USA)	30	Meandering	Topographic	11 to 135 years after cutoff	0 to 18.2	Kondolf & Stillwater Sciences (2007)
Ain River (France)	14	Braided, meandering, wandering	Dendrogeomorphic	10 to 40 years following tree establishment	0.65 to 2.4 (channel average)	Piégay <i>et al.</i> , 2008
Ain, Doubs and Rhône rivers (France)	39	Anastomosis, braided, meandering, wandering*	Topographic	25 to 300 years following cutoff or isolation of the upstream end	0.0 to 2.57 (channel average)	Citterio & Piégay, 2009
Sacramento River (USA)	10	Meandering	Topographic	15 to 100 years after cutoff	4.0 to 18.0 (channel average)	Stella <i>et al.</i> , 2011
Danube River (Austria)	16	Braided, anabranch†	Topographic	<i>ca</i> a century in reference to embankments	0.5 to 2.8 (channel average)	Reckendorfer <i>et al.</i> , 2013

Table 1.1. Quelques exemples de taux de sédimentation mesurés dans des chenaux latéraux de diverses rivières à l'échelle mondiale.

2.3.1. Implications de la connectivité hydrologique et de la géométrie

L'eau alimentant les chenaux latéraux peut avoir diverses origines (*e.g.* Amoros & Bornette, 2002) : (i) les eaux de surface en provenance du chenal principal soit par retour d'eau (connexion par l'aval), soit par débordement amont lors des crues ; (ii) les eaux souterraines en provenance des aquifères alluviaux (*i.e.* flux hyporhéiques et phréatiques) ; (iii) les eaux souterraines en provenance des nappes phréatiques de versants ; (iv) l'alimentation par les eaux de pluie, qui concerne surtout les milieux les plus isolés des eaux de surface et des eaux souterraines.

Appliquée au cas des chenaux latéraux, la connectivité hydrologique, au sens le plus large du terme, peut se décomposer en deux principaux sous-ensembles : d'une part la connectivité permanente de surface s'exprimant latéralement entre le cours principal et les chenaux latéraux (*i.e.* bras lotiques connectés amont-aval, connectés à une seule extrémité [généralement fermés à l'amont par un bouchon alluvial et ouvert à l'aval, bras semi-lotiques] ou totalement isolés [bras lentiques]) et celle s'opérant verticalement entre les aquifères et les bras (*e.g.* bras influencés par les aquifères ou non, bras colmatés vs non-colmatés) et d'autre part la connectivité de crue. La connectivité de crue réfère au dynamisme temporaire de la connectivité permanente en lien avec le fonctionnement pulsé du cours d'eau.

La connectivité latérale de crue résulte des interactions entre les pulsations hydrologiques du cours principal et la topographie (ou géométrie) de la zone aquatique des chenaux latéraux et des bouchons alluviaux. La vitesse de comblement d'un bras mort dépend à la fois de sa propension à accumuler des matériaux minéraux fins (*i.e.* des sables aux limons) et organiques de toutes tailles en provenance du chenal principal et de sa capacité à évacuer ces matériaux préalablement déposés. La quantité et la granulométrie des dépôts se réalisant au sein des bras morts sont le reflet de la fréquence, de l'intensité et de la durée des crues (*e.g.* Erskine *et al.*, 1992 ; Bravard & Peiry, 1999 ; Toonen *et al.*, 2012).

Les bras morts se trouvent en transition permanente autour de quatre principaux états hydrodynamiques. La fréquence, la durée et l'intensité de ces phases rythment les processus de sédimentation et d'érosion. (a) En basses eaux, état le plus fréquent au cours d'une année hydrologique, peu de choses se passent d'un point de vue sédimentaire. (b) Au cours d'une pulsation hydrologique n'engendrant pas de submersion du bouchon alluvial amont, le bras enregistre des retours d'eau plus ou moins chargées en MES en provenance du cours actif. C'est au cours de cette phase que les bras sont le plus susceptibles d'enregistrer des dépôts de fines par décantation. Le niveau d'eau dans le bras est susceptible d'augmenter jusqu'à ce que (c) le niveau d'eau du cours actif au droit du bouchon alluvial amont soit suffisant pour le submerger. Un fonctionnement lotique, susceptible de générer des processus érosifs, est alors initié. Des dépôts en vrac de matériaux plus grossiers (*i.e.* sables) peuvent également se réaliser. En phase (d) de récession de la crue, le bras se déconnecte progressivement du chenal principal à l'amont et entre en phase de ressuyage, jusqu'à revenir en phase (a) de basses eaux. La phase de ressuyage (d) est assimilable à la phase de reflux (b), dans le sens où de nouveaux dépôts par décantation des MES contenues dans la colonne d'eau peuvent se réaliser. Ainsi, les phases a et b, autrement dit le régime de connectivité latérale de crue, constituent le principal facteur contrôlant l'évolution

morphosédimentaire des bras morts. Ils nous intéressent donc plus particulièrement dans le cadre de cette thèse.

A ce jour, peu d'études ont directement quantifié le régime de connectivité de crue (intensité, durée et fréquence) pour prédire les vitesses de comblement des bras. Citterio & Piégay (2009) ont établi une relation statistique empirique permettant de lier les taux de sédimentation annuel moyen mesurés dans de nombreux bras de l'Ain, du Doubs et du Rhône (cf. Table 1.1), à partir des valeurs de fréquences de connexion amont et aval (Figure 1.8). La plupart des études portant sur la dynamique de comblement des bras morts ont étudié indirectement le rôle de la connectivité de crue, à partir de certains descripteurs morphométriques.

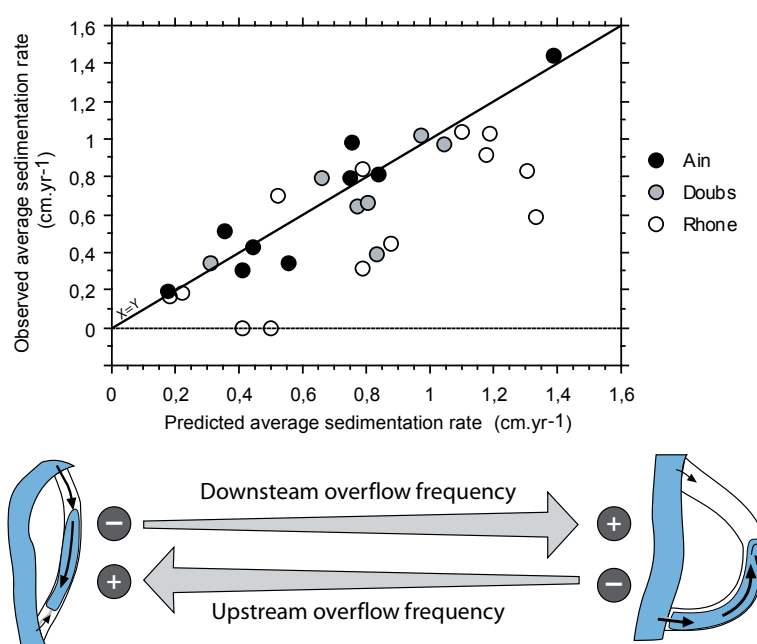


Figure 1.8. Modèle statistique des taux de sédimentation moyens dans des bras de l'Ain, du Doubs (jeu de données de calibration, $N = 15$) et du Rhône (jeu de données de validation, $N = 13$) selon les fréquences de débordement amont et aval [exprimées en jour.an^{-1}] (Citterio & Piégay, 2009). Les auteurs attribuent les écarts aux modèles de nombreux bras du Rhône à la présence d'infrastructures anthropiques (digues, buses) qui perturbent la réponse sédimentaire.

$$\text{Taux moyen prédit} = 0.87 + 0.002 f(Q_{av}) - 0.50 \log [f(Q_{am}) + 1] ; (R^2 = 0,86 ; P < 10^{-4})$$

La géométrie des bras morts est en grande partie héritée de la dynamique fluviale dans laquelle s'inscrit sa création (cf. §1.2 et 2.1, ce chapitre). Cette morphologie tend par la suite à évoluer au gré de l'alluvionnement de la zone aquatique des bras et de la progradation des bouchons, mais certaines caractéristiques générales se maintiennent dans le temps. De nombreuses études ont utilisé ces différences de géométrie, pour expliquer la prédominance des processus de décapage ou de sédimentation fine, entre des bras morts de différentes origines géomorphologiques. Des travaux menés sur les bras morts de l'Ain, du Doubs et du Rhône (e.g. Piégay *et al.*, 2000, 2008 ; Citterio & Piégay, 2009 ; cf. Table 1.1 pour un aperçu des styles fluviaux d'origine correspondant) comprennent ce type d'analyse comparative. Par exemple, les bras morts de méandre enregistrent fréquemment les vitesses de comblement les plus élevées. Ces chenaux possèdent une zone aquatique généralement large et profonde (*i.e.* forte capacité de stockage des sédiments) et sinueuse (*i.e.* relativement faible puissance hydraulique en fonctionnement courant). De plus, du

fait de l'érosion régressive qui s'est opérée dans le chenal principal depuis l'extrémité amont du bras mort à la suite du recouplement, ces bras disposent souvent d'une forte prédominance des retours d'eau sur les événements débordants amont. A l'opposé, la zone aquatique des anciens chenaux de tresses est généralement beaucoup plus étroite, moins profonde et plus rectiligne que pour les bras mort de méandre. Ces bras sont généralement moins sensibles aux retours d'eau en provenance du chenal principal et présentent une capacité de décapage relativement plus forte. Entre ces deux extrêmes, les anciens chenaux en anastomoses ou divagants constituent souvent des situations intermédiaires.

D'autres études ont montré que le type de recouplement, mais aussi les modalités d'abandon, pouvaient avoir une incidence sur la sédimentation fine. Par exemple, Dieras (2013) observe sur un jeu de 37 bras morts de méandres issus de rivières (des Etats-Unis, d'Ecosse et de France) aux caractéristiques physiques très différentes, que les bras qui ont été recoupés par déversement ont tendance à se combler totalement 10 fois plus vite que les bras morts issus d'un recouplement par tangence. Ces différences de vitesse d'évolution résultent principalement des effets induits par les valeurs d'angle de diversion de l'écoulement à la zone de jonction, qui diffère selon les deux types de recouplement (*cf.* §2.2.1). Après abandon, les bras morts recoupés par tangence dispose d'un volume aquatique et de profondeur plus importants que dans le cas des bras morts recoupés par déversement. De ce fait, les quantités de matériaux fins nécessaires au comblement total des bras morts recoupés par tangence est beaucoup plus important (Constantine *et al.*, 2010 ; Dieras, 2013). En analogie à ces observations, Dépret *et al.* (en cours) constatent que d'anciens bras tressés ou en anabranches du Rhône abandonnés naturellement (*i.e.* mise en place d'un bouchon alluvial) tendent à évoluer de la même manière que les bras recoupés par déversement. A l'inverse, les bras qui ont été abandonnés à partir de la mise en place d'endiguement (*i.e.* phase de remplissage par la charge de fond tronquée et plus courte) ont des durées de vie comparables aux bras recoupés par tangence. Ces deux études illustrent le rôle important de la superficie et du volume en eau initial des bras morts pouvant être comblé par les fines.

A l'échelle du bras, plusieurs études ont relevé que fréquemment les dépôts de fines tendent à diminuer au fur et à mesure que la distance au chenal principal augmente (Heiler *et al.*, 1995 ; Piégay *et al.*, 2000 ; Citterio & Piégay, 2009 ; Reckendorfer *et al.*, 2013). En effet, en phase de reflux, plus cette distance augmente et moins la concentration en MES dans la colonne d'eau est élevée. Par conséquent, plus on progresse en direction de l'amont du bras mort, plus le volume de sédiment pouvant être déposé est faible et plus la granulométrie des dépôts est fine. A une résolution spatiale encore plus fine, Citterio & Piégay (2009) observent que l'organisation microtopographique longitudinale des bras morts influence fréquemment la répartition des dépôts. Les zones les plus profondes constituent des zones de dépôts préférentiels, alors que les épaisseurs de fines sur les zones moins profondes tendent à être plus faibles. La granulométrie des dépôts enregistrés dans les bras morts constitue un excellent indicateur des conditions hydrodynamiques ayant menés à la sédimentation (*e.g.* Bravard, 1983 ; Bravard & Peiry, 1999).

La connectivité verticale des bras peut avoir une forte influence sur la durée de vie des bras, notamment en limitant les vitesses de comblement (*e.g.* Bornette *et al.*, 1998 ; Amoros *et al.*, 2005). En effet, lorsqu'un bras est alimenté par des eaux souterraines en provenance d'aquifères alluviaux ou de nappes phréatiques de versants, un léger courant amont-aval peut être observé. En

période de crue, lors des phases de reflux une telle alimentation peut limiter voire empêcher l'entrée des MES (Figure 1.9). En phase de ressuyage, ces alimentations peuvent faciliter l'export des matériaux.

Nous avons jusqu'à présent évoqué les processus contrôlant la part allogène du comblement. Le remplissage du bras peut également se réaliser à partir de processus autogènes, notamment à partir de l'accumulation de matières organiques produites dans le bras, issues de la décomposition de végétaux ou d'animaux (*e.g.* feuilles mortes). L'origine de l'eau présente dans les bras morts (eaux de surface, eaux souterraines en provenance de nappe de versant ou des aquifères alluviaux) et sa concentration en sels nutritifs ont une incidence notable sur la productivité interne des bras morts. Par exemple, les eaux riches en éléments nutritifs vont favoriser la productivité végétale et donc le comblement autogène des bras par accumulation de matière organique (Amoros *et al.*, 2000). En retour, la productivité végétale peut influencer les processus allogènes de comblement. De denses taches de macrophytes aquatiques ou d'hélophytes peuvent engendrer une diminution locale de la vitesse des écoulements de crues au sein des bras morts, et ainsi augmenter la capacité de piégeage des sédiments fins (*e.g.* Bornette & Amoros, 1991). La part autogène du comblement ne devient prédominante sur la part allogène que pour des niveaux de connectivité de crue très réduits (*e.g.* Rostan *et al.*, 1987), lorsque les apports externes en sédiments et que les possibilités de décapage et d'export des matériaux deviennent faibles ou nuls.

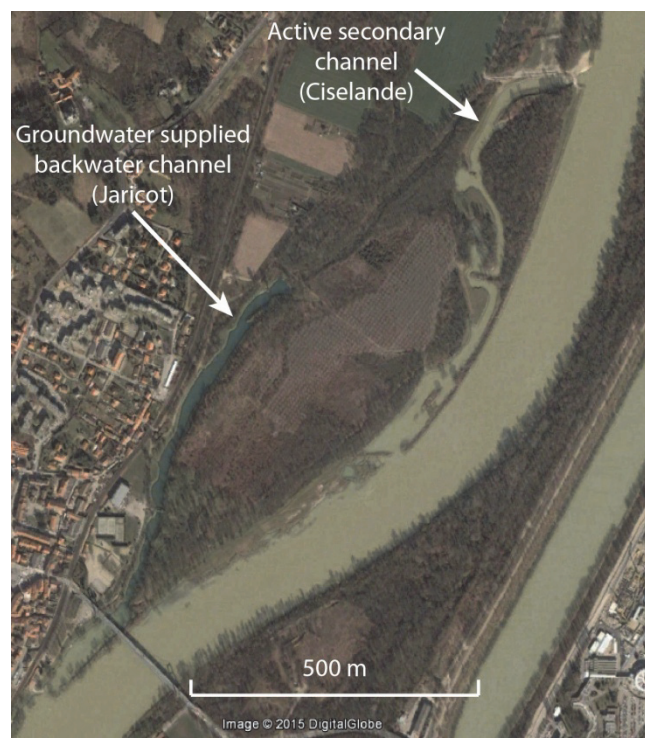


Figure 1.9. Illustration de l'influence des apports phréatiques sur les entrées de MES lors d'une crue. Cette photo montre deux bras situés sur le vieux-Rhône de Pierre-Bénite, qui font partie de notre étude (*cf.* chapitre suivant). Ciselande est un chenal secondaire actif connecté de manière permanente au fleuve sur ces extrémités amont et aval. Jaricot est un bras mort doté d'un bouchon alluvial amont, connecté en permanence à l'aval avec le fleuve et alimenté par la nappe de versant, depuis l'amont de la zone en eau permanente. La différence de teinte entre les eaux chargées en MES du Rhône et les eaux plus claires de la lône de Jaricot illustre bien le rôle des apports de versant (Google Earth©, Mars 2002).

2.3.2. Evolution du comblement sédimentaire et de l'atterrissement au cours du temps et pérennité des bras morts en tant qu'habitat aquatique

Les vitesses de comblement ne sont pas stables dans le temps et les trajectoires d'évolutions des bras morts sont complexes (Figure 1.10). A l'échelle des bassins versants, le régime hydrologique du cours principal et les concentrations en MES sont susceptibles de fluctuer au cours du temps, selon des forçages naturels et/ou anthropiques (Figure 1.1). A l'échelle du bras mort, le régime de connectivité et les flux de MES qui lui sont associés évoluent au gré de son comblement et des changements de géométrie de la zone aquatique et du bouchon alluvial (ou des bouchons alluviaux) des bras morts.

Les bras morts tendent à se combler à des vitesses variées, une fois déconnectés à l'amont. Plusieurs études ont montré que l'intensité de la sédimentation fine tend à décroître relativement rapidement au cours du temps, au fur et à mesure que les bras se combler et se ferment (*e.g.* Hooke, 1995 ; Gautier *et al.*, 2007 ; Citterio & Piégay, 2009 ; Toonen *et al.*, 2012). Les facteurs en cause sont multiples et en interaction.

Une fois établi, le bouchon amont est susceptible d'être colonisé par des stades pionniers herbacés (*e.g.* Stella *et al.*, 2011 ; Dufour *et al.*, 2015). Par rétroaction positive, le développement de cette végétation va entraîner une augmentation locale de la rugosité et de fait une diminution de la vitesse des écoulements. Ainsi, les parties aériennes de l'appareil végétatif filtrent et piègent une partie des matériaux contenus par les eaux de débordement. Par la suite, les successions végétales se poursuivent et participent à l'exhaussement et à la progradation du bouchon alluvial dans la zone aquatique du bras mort (Hooke, 1995 ; Piégay *et al.*, 2002). La fréquence des débordements amont et donc les potentialités de décapage des alluvions par les crues diminuent avec l'accrétion du bouchon amont. En parallèle, puisque le différentiel entre fréquence de connexion amont et aval augmente au gré de l'aggradation du bouchon amont, la sensibilité du bras au reflux et donc la sédimentation fine s'intensifie (*cf.* Figure 1.8).

L'accumulation des sédiments fins engendre une diminution de la superficie et de la profondeur des zones aquatiques. Le remplissage du volume en eau initiale du bras par la masse sédimentaire diminue sa capacité et l'efficacité du piégeage des alluvions fines. La fréquence et l'intensité des retours d'eau diminuent en conséquence. Toute condition égale par ailleurs, plus la surélévation du fond du bras par rapport au chenal principal lors des crues est importante, moins le volume d'eau chargé en MES entrant par reflux est important et donc plus les dépôts sont faibles et de granulométrie fine. Ainsi, les taux de sédimentation, le rétrécissement de la zone aquatique et la diminution de sa profondeur tendent à diminuer au fur et à mesure que le bras se comble. Cette diminution est d'autant plus rapide lorsqu'un bouchon alluvial se met en place à l'extrémité aval du bras mort (Figure 1.7). Ce dernier est susceptible d'évoluer selon les mêmes modalités que le bouchon amont, jusqu'au comblement total du bras mort ou jusqu'à l'isolement total d'une zone aquatique résiduelle. Tout au long de cette évolution, les successions végétales se développent et peuvent en retour favoriser la fermeture des bras, comme nous venons de l'évoquer pour le développement des bouchons alluviaux. Par exemple, lorsque les conditions physico-chimiques et hydrodynamiques le permettent, la mise en place d'hélophytes à proximité des berges favorise la rétraction de la zone aquatique. Dans les cas où une zone en eau résiduelle totalement isolée du cours principal subsiste, la production autochtone de matière organique

devient la modalité dominante du comblement des bras (Rostan *et al.*, 1987 ; Reckendorfer *et al.*, 2013). La prédominance des processus de comblement allochtones induit généralement des vitesses de succession vers l'atterrissement total généralement plus rapide que lorsque les processus de comblement autogène sont dominants (Bravard *et al.*, 1986 ; Rostan *et al.*, 1987).

La trajectoire évolutive des bras morts est ponctuée d'événements relativement brefs de décapage lors de leur mise en fonctionnement courant épisodique (Figure 1.10). Ces processus érosifs, plus ou moins intenses selon le potentiel hydraulique du bras, peuvent contribuer à rajeunir ponctuellement les bras en évacuant une partie des dépôts et en participant au ralentissement des successions. Les événements les plus intenses peuvent engendrer des successions régressives (Bornette *et al.*, 1994 ; Bornette & Amoros, 1996 ; Amoros & Bornette, 2002). Lorsque sédimentation, érosion et développement des successions végétales sont à l'équilibre, les bras sont capables de s'auto-entretenir à plus ou moins long terme. Certaines études (Bornette *et al.*, 1994 ; Piégay *et al.*, 2000) suggèrent que lorsque les arrivées d'eau phréatique sont très puissantes, comme c'est le cas sur certains chenaux tressés de l'Ain, ces apports peuvent stopper les processus de comblement et permettre aux bras d'atteindre un état d'équilibre métastable. Ces situations d'équilibre restent toutefois relativement précaires.

L'évolution des apports phréatiques et du degré de trophie des eaux alimentant les bras peut avoir de fortes implications sur sa durée de vie potentielle. Au gré de son comblement et du développement des successions, un bras mort tend à se colmater et à devenir un milieu eutrophe. Ces paramètres peuvent avoir une forte incidence sur sa pérennité potentielle à un instant donné. Cela est bien illustré par la diversité des estimations de durée de vie des bras morts proposées par Amoros & Bornette (2000) qui sont affichées dans la table 1.2. Ce diagnostic repose sur l'exploitation de la valeur indicative des macrophytes aquatiques et des hélrophytes en termes de fonctionnement des bras morts (origine des eaux et niveau trophique, fréquence et intensité des perturbations par les crues).

Flood disturbance *	Potential persistence of floodplain channels†					
	Oligotrophic ecosystem (groundwater supplies)		Mesotrophic ecosystem (groundwater supplies)		Eutrophic ecosystem (groundwater supplies)	
	Yes	No	Yes	No	Yes	No
None	3	2	3	2	2	1
Low scouring	3	2	3	2	2	1
Intermediate scouring	3	3	3	3	3	2
High scouring	3	3	3	3	3	3

*Based on the sinuosity of floodplain channels and an expert diagnosis of aquatic macrophytes and helophytes.

† (1) Low life duration (likely from 10 to 30 years), (2) intermediate life duration (likely from 30 to 60 years), and (3) high life-duration (likely from 60 years to more than 100 years).

Table 1.2. Estimation de la durée de vie potentielle des bras morts, à un instant donné, reposant sur un diagnostic écologique (Amoros & Bornette, 2000 ; version simplifiée).

Les trajectoires d'évolution des bras morts en termes d'atterrissement peuvent être encore plus complexes, lorsque l'on considère l'influence de la dynamique morphologique du cours principal (e.g. incision/exhaussement du plancher alluvial ou rétractation/élargissement). Ces modifications

du lit mineur peuvent affecter directement les niveaux d'eau observés dans les bras. Autrement dit, l'atterrissement peut se réaliser indépendamment du comblement sédimentaire. Elles peuvent également engendrer des changements importants en termes de connectivité hydrologique du bras (*i.e.* diminution ou augmentation de la connectivité latérale de crue, de la connectivité verticale) et donc influencer la dynamique de comblement (Piégay *et al.*, 2000, 2008). L'incision du chenal principal a été identifiée comme un facteur très important dans l'atterrissement des bras (Bornette & Heiler, 1994 ; Bornette *et al.*, 1996 ; Bravard *et al.*, 1997 ; Hohensinner *et al.*, 2014), notamment du fait de l'abaissement des niveaux d'eau consécutifs à l'enfoncement du lit mineur.

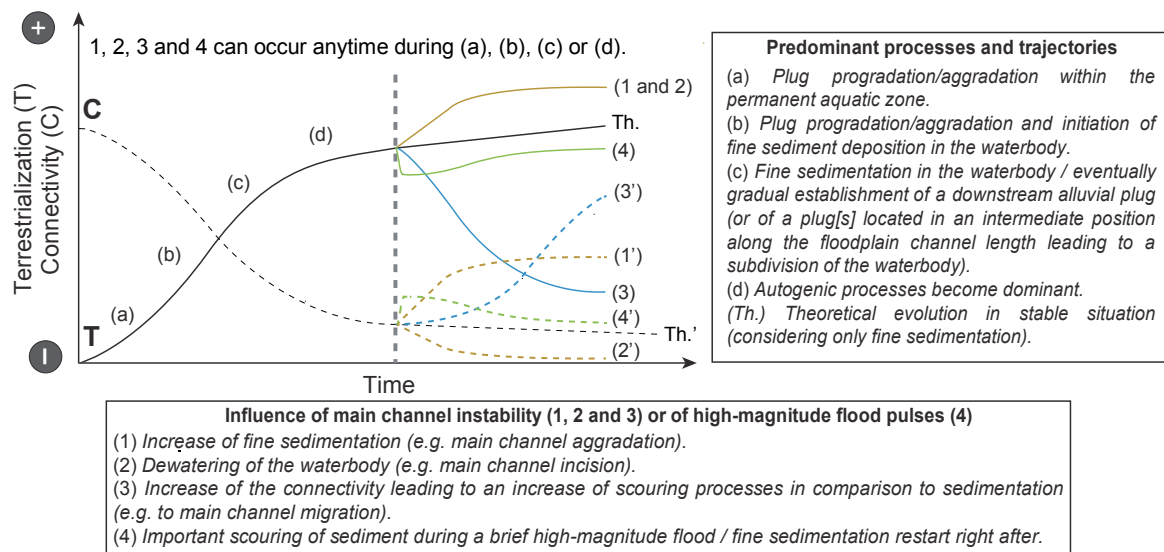


Figure 1.10. Illustration schématique de l'ajustement théorique de la trajectoire des bras morts en termes d'atterrissement et d'évolution conjointe de la connectivité hydrologique (L.s.) [adapté et modifié d'après Piégay *et al.*, 2000]. L'influence respective des épisodes de décapage importants et de la morphodynamique du chenal principal est également illustrée. *In situ* l'amplitude des ajustements peut fortement varier.

Ainsi, la pérennité des bras morts, en tant qu'habitat aquatique, est susceptible de fortement varier d'un hydrosystème à un autre, entre différents chenaux au sein d'une même plaine ou encore à l'intérieur même d'un bras mort. Les durées de vie énoncées dans la littérature s'étendent de quelques années à plusieurs siècles (*e.g.* Amoros *et al.*, 1982 ; Gagliano & Howard, 1984 ; Bravard *et al.*, 1986 ; Amoros & Bornette, 2000 ; Constantine, 2010 ; Dieras, 2013).

2.4. Implications pour les conditions d'habitat, les successions écologiques et la richesse spécifique des bras et des plaines alluviales

A l'échelle d'un bras, cinq principaux facteurs de diversification des conditions d'habitat sont distingués (Amoros & Bornette, 2002 ; Amoros, 2007) : la profondeur en eau, la température de l'eau, la concentration en sels nutritifs, la turbidité de l'eau et le substrat. Sans entrer dans les détails, ces facteurs clés sont tous influencés par le régime de connectivité hydrologique des chenaux latéraux au sens le plus large du terme (*i.e.* connectivité permanente de surface et de crue dans les dimensions latérales et verticales). A court terme, ces paramètres fluctuent selon la variabilité intra-annuelle des pulsations hydrologiques.

A plus ou moins long terme, du recouplement au stade terrestre, les conditions d'habitat et la composition des peuplements biologiques (faune aquatique, végétation aquatique et rivulaire) d'un chenal latéral co-évoluent dynamiquement au gré de la diminution graduelle de la connectivité hydrologique (*l.s.*) et du développement des successions écologiques [de type *hydrosere* or *hydrarch succession*] (*e.g.* Petts & Amoros, 1996 ; Amoros, 2001 ; Amoros & Bornette, 2002 ; Steiger *et al.*, 2005). Ainsi, la vitesse de déroulement des successions écologiques et des changements biophysiques qui l'accompagnent (*e.g.* colmatage du fond, eutrophisation, diminution du volume de l'habitat aquatique, affinement granulométrique et augmentation de la teneur en matière organique) est étroitement liée à la trajectoire évolutive des chenaux latéraux en termes d'atterrissement, tel que décrit dans le § 2.3.2. Amoros *et al.* (1982, 1987) ont proposé une typologie fonctionnelle des chenaux latéraux, où chaque type représente un stade successional, qui s'individualise par des conditions d'habitat et des biocénoses spécifiques. Cette typologie intègre l'origine géomorphologique des bras, la présence ou non d'une alimentation phréatique et l'état de connectivité hydrologique de surface pour expliquer certaines caractéristiques clés des peuplements qui leurs sont associés.

A l'échelle de la plaine alluviale, la dynamique fluviale conditionne le nombre, la géométrie et le taux de renouvellement des chenaux latéraux (*i.e.* la balance entre les processus de génération/régénération et d'atterrissement des chenaux latéraux). A un instant donné, la plaine se compose d'un réseau de chenaux latéraux plus ou moins développé présentant des stades successionnels diversifiés, disposant d'une forte hétérogénéité de types de fonctionnement, de conditions d'habitat et de communautés biologiques (Amoros, 1988 ; Petts & Amoros, 1996 ; Ward *et al.*, 2002). Cette diversité structurelle et fonctionnelle produit une large gamme de conditions environnementales, qui se manifestent à de multiples niveaux d'échelles spatiales et temporelles et qui concourent à la forte richesse écologique qui caractérise ces plaines.

La diversité spécifique comporte trois composantes (*e.g.* Ward *et al.*, 1999), notées alpha (α), bêta (β) et gamma (γ). Appliqué aux cas des chenaux latéraux au sein des plaines (Amoros & Bornette, 2002 ; Amoros, 2007), ce concept permet de distinguer la richesse spécifique s'exprimant au sein d'un bras donné (diversité α , le nombre d'espèces recensées dans un bras), entre plusieurs bras (diversité β) et à l'échelle d'un tronçon de plaine (diversité γ).

La diversité α dépend en grande partie du degré de connectivité hydrologique latérale entre les chenaux latéraux et le cours principal. Il a été observé (Tockner *et al.*, 1998 ; Ward *et al.*, 1999) que la distribution de la diversité α en fonction de cette connectivité varie selon le groupe taxonomique considéré (Figure 1.11). Au sein d'un même groupe taxonomique, la diversité β affiche souvent une distribution inversée à celle observée en termes de diversité α (Amoros, 2007). Par exemple, la diversité α des poissons est maximale dans des chenaux secondaires actifs, mais très faible pour les bras totalement isolés. L'isolement rend difficile l'accès à ce type de bras pour les poissons. Cette absence d'échange engendre une forte différenciation de ces peuplements, par rapport à ceux que l'on peut observer dans des bras plus fréquemment submergés par les crues ou possédant une connexion permanente avec le cours principal. Par conséquent, la diversité β des peuplements de poisson est très forte dans les bras totalement déconnectés du fleuve. A l'échelle des plaines inondables, la diversité γ dépend du nombre d'espèces présentes dans chaque bras

(diversité α), du nombre d'habitats (*e.g.* le nombre de bras), de la diversité des stades successionnels représentés et du taux de renouvellement des habitats (*e.g.* Ward *et al.*, 1999).

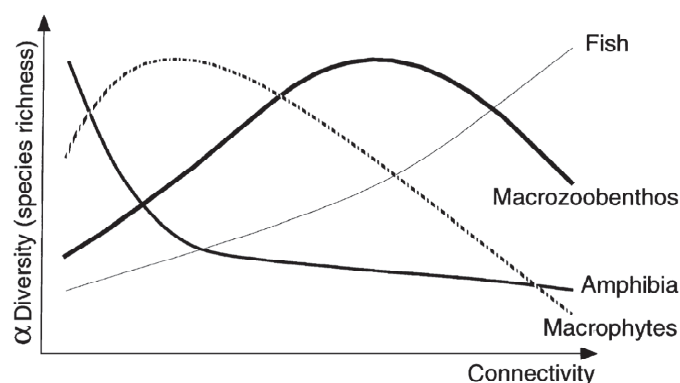


Figure 1.11. Exemples de distribution de la diversité spécifique α en fonction de la connectivité hydrologique permanente de surface entre des chenaux latéraux et le chenal principal du Danube, en Autriche (Amoros & Bornette, 2002 ; schématisé d'après les données de Tockner *et al.*, 1998).

3. De l'altération à la restauration écologique des plaines et des chenaux latéraux

Les sociétés ont depuis longtemps déployé de nombreux efforts pour exploiter les ressources offertes par les cours d'eau ou pour se protéger des aléas fluviaux. Depuis les révolutions industrielles, les pressions anthropiques sur les cours d'eau se sont multipliées. En tant qu'axe de développement majeur et d'écosystèmes sensibles, les plaines ont été particulièrement touchées. Depuis les années 1990, le nombre d'opérations de restauration de cours d'eau est en constante augmentation. Le suivi scientifique de ces opérations apparaît indispensable, pour évaluer l'efficacité des actions "réparatrices" entreprises, mais également pour améliorer nos connaissances du fonctionnement de ces milieux et faire progresser les techniques mises en œuvre pour les restaurer.

3.1. Perturbations anthropiques et conséquences sur les plaines et les chenaux latéraux

Les plaines et leurs chenaux latéraux comptent aujourd'hui parmi les écosystèmes les plus altérés et menacés (Brinson & Malvarez, 2002 ; Tockner & Stanford, 2002). Cela est particulièrement évident dans les plaines des grands cours d'eau navigables d'Europe et d'Amérique du Nord (Petts *et al.*, 1989 ; Gore & Shields, 1995). Les causes sont multiples et souvent se combinent. En effet, de nombreuses activités (*e.g.* navigation, extraction de graviers en lit mineur ou agriculture intensive) et infrastructures anthropiques (principalement barrages et endiguements) ont remis en cause l'intégrité structurelle et fonctionnelle des plaines. Les sociétés et leurs activités ont également une incidence sur la qualité physico-chimique de l'eau, aspects non abordés. Les barrages et les endiguements, qui ont été réalisés depuis le XIX^e siècle dans le but de produire de l'hydroélectricité et d'améliorer les conditions de navigation des grands cours d'eau, constituent les principales sources de modifications du fonctionnement des hydrosystèmes fluviaux. Ces ouvrages ont un effet direct sur les deux variables de contrôle majeures de la dynamique fluviale (*i.e.* les flux liquides et solides, Figure 1.1) et l'incision du lit mineur constitue

le principal processus d'ajustement observé après la mise en place de ces aménagements. Leurs répercussions majeures sont résumées dans la figure 1.12.

Les barrages influencent à la fois le régime hydrologique et le transit sédimentaire (*e.g.* Brandt, 2000 ; Richter & Thomas, 2007). A l'aval de ces aménagements, le fonctionnement pulsé des cours d'eau est perturbé. La fréquence, la durée et l'intensité des crues débordantes dans la plaine et les chenaux latéraux et les échanges entre le chenal principal et ces unités diminuent (*e.g.* Ward & Stanford, 1995a ; Petts & Amoros, 1996 ; Kondolf *et al.*, 2006). En engendrant une rupture du transit sédimentaire, les barrages provoquent une incision du lit mineur (concept de *hungry water* ; Kondolf, 1997), ce qui a pour effet de renforcer la déconnexion entre les marges alluviales et le lit mineur. La réduction des crues morphogènes participe à la stabilisation du lit mineur. L'endiguement constitue un autre type d'aménagement communément établi dans les cours d'eau de plaine. Il peut avoir pour vocation l'amélioration de la navigabilité du cours d'eau (lit mineur) ou bien la lutte contre les inondations (plutôt dans le lit majeur). Ces ouvrages constituent un facteur de déconnexion important entre le chenal principal et les chenaux latéraux (*cf.* §2.2.2, ce chapitre). L'endiguement du lit mineur contribue souvent à son incision, en augmentant localement la puissance spécifique du lit chenal principal et en limitant les possibilités de recharge locale par érosion latérale. A ce titre, en empêchant les processus de migration latérale, ces aménagements affectent fortement la capacité de génération et de régénération des bras et plus largement des habitats (*e.g.* Bravard *et al.*, 1986 ; Ward & Stanford, 1995a ; Ward & Tockner, 2001 ; Hohensinner *et al.*, 2011, 2014). L'accumulation de dépôts de débordement devient alors la modalité d'évolution dominante de ces plaines.

Dès lors, que cela soit du fait du piégeage des sédiments fins en arrière des digues, de l'abaissement des niveaux d'eau consécutifs à l'enfoncement du lit mineur ou bien de la combinaison de ces deux facteurs, les chenaux latéraux et les marges alluviales de la plaine inondable se déconnectent du cours principal, à la fois dans les dimensions verticales et latérales. Le développement des successions se poursuit dans les bras morts et dans les autres unités de la plaine inondable qui tendent inexorablement à s'atterrir. La dynamique fluviale ne pouvant plus créer des milieux "neufs", le nombre d'habitat et leur hétérogénéité spatio-temporelle déclinent au gré de l'atterrissement des anciennes unités. La richesse spécifique caractéristique de ces plaines diminue. Loin de l'image d'environnements dynamiques et diversifiés qui les caractérisent en conditions "naturelles", ces plaines fortement anthropisées semblent littéralement fossilisées. Le recul de la frange inondable de la plaine se réduit et favorise le développement des sociétés au sein de l'ancienne plaine inondable.

La combinaison de ces deux types d'aménagement est, par exemple, à l'origine de la métamorphose fluviale observé au cours des deux derniers siècles sur les trois plus grands fleuves médio-européens (*e.g.* Tricart & Bravard, 1991 ; Persat *et al.*, 1995) que sont le Danube, le Rhin, le Rhône (*cf.* Chapitre 2).

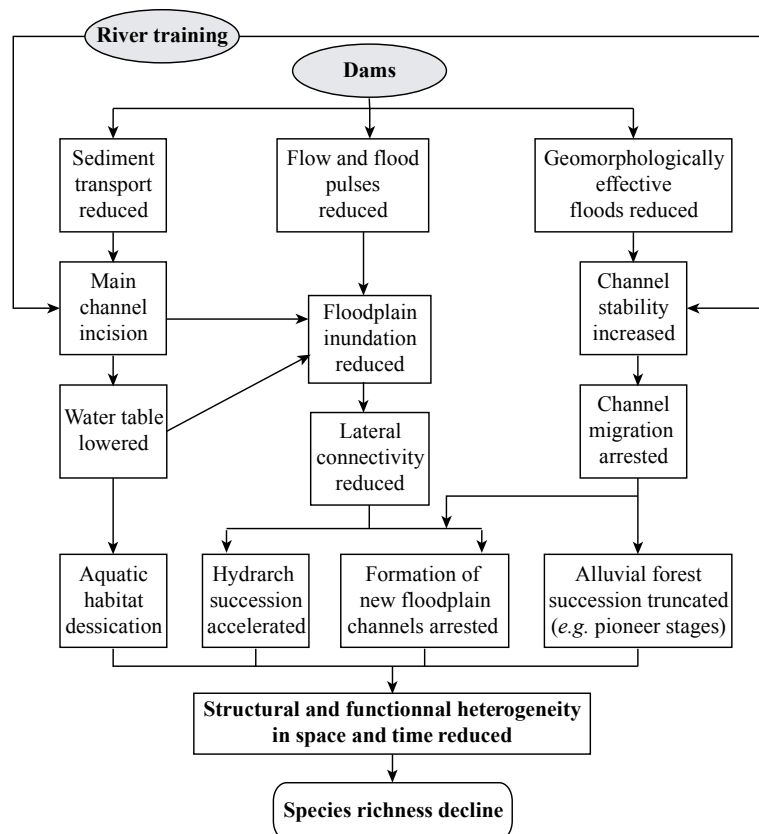


Figure 1.12. Principales répercussions biophysiques des barrages et de l'endiguement du lit mineur des cours d'eau de plaine (adapté et modifié d'après Ward & Stanford, 1995a).

3.2. Pourquoi rendre à nouveau fonctionnel les chenaux latéraux ?

Les zones humides alluviales, dont les chenaux latéraux en sont une forme parmi d'autres, possèdent de nombreuses fonctions et valeurs profitables à la société (*e.g.* Henry & Amoros, 1995 ; MEA, 2005 ; Barnaud & Fustec, 2007 ; Mitsch & Gosselink, 2007). Trois principales catégories sont distinguées : les fonctions écologiques, biogéochimiques et hydrologiques. Sur le plan hydrologique, les chenaux latéraux permettent d'augmenter la capacité d'écroulement de la plaine en périodes de crue et contribuent à ralentir la propagation de l'onde de crue vers l'aval. A l'inverse, ils peuvent soutenir les étiages. D'un point de vue biogéochimique, les chenaux latéraux participent à la transformation et à la dégradation d'éléments nutritifs (azote, phosphore) et peuvent avoir une fonction de dénitrification (*e.g.* Welte *et al.*, 2011). D'un point de vue écologique, les chenaux latéraux participent à la diversification des habitats physiques disponibles pour la faune et la flore. Ils fournissent des conditions d'habitat différentes et complémentaires de celles offertes par le cours principal. Cette diversité d'habitat est essentielle pour certaines espèces dont l'accomplissement du cycle de vie nécessite des conditions d'habitat variées (Amoros, 2007). Rendre à nouveau fonctionnel les chenaux latéraux peut aussi constituer un levier pour la conservation de certaines espèces à valeurs patrimoniales ou emblématiques inféodées à certains types d'habitat devenus rares. C'est par exemple le cas des habitats oligotrophes et sténothermes d'eau froide de certains bras morts de l'Ain (*ibid.*). Ils peuvent également servir de refuges lors de perturbations notables (*e.g.* crue, pollution), ou encore de sites de reproduction privilégiés pour certaines espèces. Ils font parfois office de zones de croissance des juvéniles ou de "garde-

manger". Il est évident qu'un seul et même bras ne peut remplir l'ensemble de ces fonctions. De même, la réalisation ou non de ces fonctionnalités est susceptible de varier à la fois dans le temps et dans l'espace. L'ensemble de ces valeurs font de ces milieux un patrimoine naturel unique, qui mérite d'être préservé (Cottet, 2013). Enfin, plus globalement, les motivations peuvent également être réglementaires. Les cours d'eau et les zones humides font aujourd'hui l'objet de protection juridique à l'échelle internationale (e.g. la convention de RAMSAR, en 1971 ; la Convention sur la Diversité Biologique, en 1992), communautaire (e.g. le *Clean Water Act*, aux Etats-Unis en 1972 ; la Directive Cadre européenne sur l'Eau pour l'Union Européenne, en 2000) et nationale (e.g. la Loi sur l'Eau et Milieux Aquatiques de 2006 en France). Ce cadre réglementaire est, parmi d'autres facteurs (e.g. augmentation des préoccupations environnementales des sociétés), à l'origine d'une montée en puissance des opérations de restauration.

3.3. Stratégies de restauration des plaines alluviales et de leurs anciens chenaux latéraux

Suite aux altérations imputables aux modifications des régimes hydrologiques et à l'atterrissement des plaines alluviales, de nombreuses opérations de restauration de cours d'eau ont été engagées depuis une vingtaine d'années.

3.3.1. La restauration des cours d'eau : définition du concept et fondements théoriques

La restauration des cours d'eau couvre un champ d'action et des conceptions relativement vastes, si bien qu'une large gamme terminologique a été utilisée pour la désigner (e.g. Bradshaw, 1996 ; Dufour & Piégay, 2009 ; Morandi, 2014). Nous retiendrons ici le terme générique de restauration pour faire référence à l'ensemble des actions listées dans la table 1.3.

Term	Definition
Restoration	Returning an aquatic system or habitat to its original, undisturbed state. This is sometimes called "full restoration".
Rehabilitation	Restoring or improving some aspects of an ecosystem but not fully restoring all components. It is also called "partial restoration" and may also be used as a general term for a variety of restoration and improvement activities.
Improvement	Improving the quality of a habitat through direct manipulation (e.g. placement of instream structures, addition of nutrients). Sometimes referred to as habitat enhancement and sometimes also considered as "partial restoration" or rehabilitation.
Reclamation	Returning an area to its previous habitat type but not necessarily fully restoring all functions (e.g. removal of fill to expose historic estuary, removal of a levee to allow river to periodically inundate a historic wetland). Sometimes referred to as compensation.
Creation	Constructing a new habitat or ecosystem where it did not previously exist (e.g. creating new estuarine habitat, or excavating an off-channel pond). This is often part of mitigation activities.

Table 1.3. Terminologie communément utilisée pour désigner les actions de restauration et définitions associées (Adapté de Roni & Beechie, 2013).

Telles qu'elles sont définies dans la table 1.3, les pratiques renvoyant au terme de restauration (*restoration*) sont associées à un état de référence historique pré-perturbation. Sans entrer dans un débat sémantique ou idéologique, l'utilisation de ce référentiel est très discutable lorsqu'il est replacé dans le contexte de la notion de trajectoire temporelle des systèmes fluviaux (*e.g.* Palmer *et al.*, 2005; Dufour & Piégay, 2009). En effet, la grande majorité des cours d'eau suivent des trajectoires complexes, en réponse à de nombreux facteurs de contrôle naturels et/ou anthropiques. Ainsi, si le cours d'eau ne se trouve pas en équilibre dynamique, il s'avère difficile de prétendre à une quelconque réversibilité des ajustements qui se sont opérés sur le long terme (Figure 1.13). La référence à un état non altéré constitue souvent une utopie. C'est pourquoi, dans les faits, la plupart des opérations de restauration se conçoivent comme des pratiques de réhabilitation. Actuellement, la plupart des auteurs s'accordent sur le fait qu'il est préférable d'utiliser comme référentiel l'atteinte d'objectifs réalistes, constituant un bon compromis entre l'état souhaité et les potentialités de restauration au regard de la trajectoire récente du cours d'eau, et des attentes de la société. La restauration se définit alors comme un ensemble d'actions, dont le but est d'améliorer les processus hydrologiques, géomorphologiques et/ou écologiques au sein d'un bassin versant altéré et de remplacer les éléments disparus, endommagés ou compromis du système naturel (Wohl *et al.*, 2005).

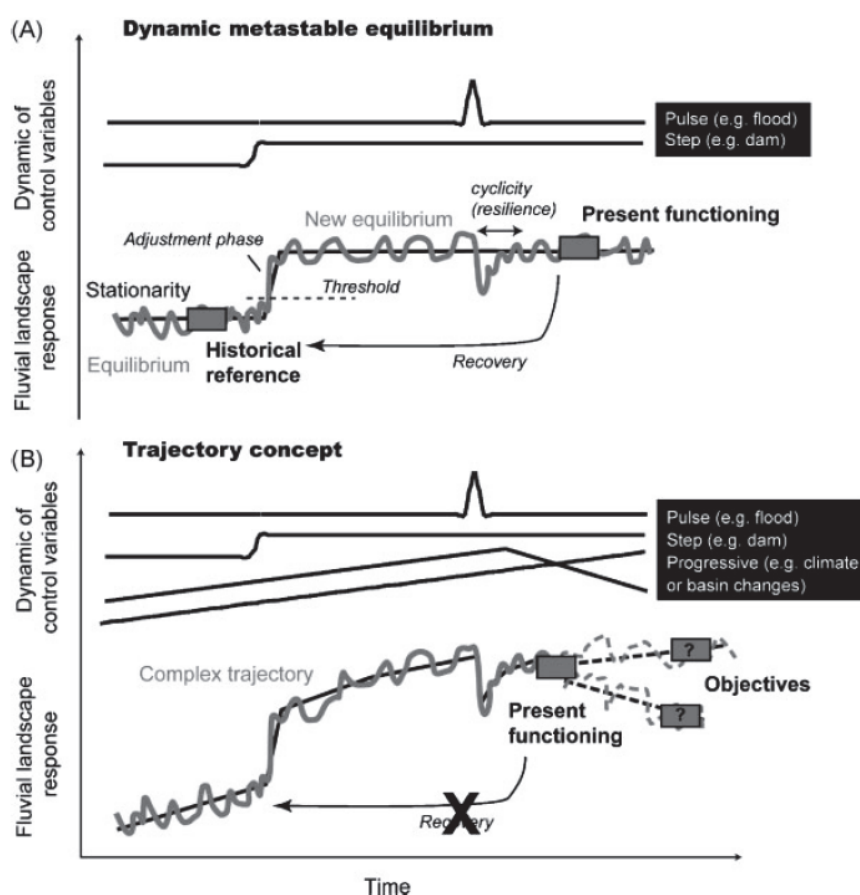


Figure 1.13. Les principes de réversibilité des processus et de résilience vus sous le prisme des concepts (A) d'équilibre dynamique et (B) de trajectoire : application à la définition d'un état de référence en restauration (Dufour & Piégay, 2009).

Différentes approches peuvent être envisagées pour atteindre les objectifs fixés par un projet de restauration. Elles peuvent être regroupées en deux principaux types de stratégie diamétralement opposés : les restaurations de forme ou de processus. La première implique une intervention active sur la structure des lits alluviaux, généralement de manière à restaurer certains types d'habitats bien spécifiques. Dans le cadre d'une restauration de processus, le principe est de s'en remettre aux processus naturels (*e.g.* pulsations hydrologiques ou transport sédimentaire) et à la résilience des cours d'eau pour assurer la restauration et le maintien dans le temps des nouvelles conditions recherchées. Ces interventions sont très souvent initiées de manière active, puis de manière passive dans un second temps (concept du "*let the river do the work*", Stanford *et al.*, 1996 ; "*self-healing*", Kondolf, 2011).

Savoir s'il est préférable d'agir sur les formes ou sur les processus pour une restauration pérenne des écosystèmes constitue l'une des questions clés actuellement discutée par la communauté scientifique (*e.g.* Simon *et al.*, 2007 ; Rosgen, 2008 ; Lave, 2009). En pratique, les acteurs de l'eau se sont longtemps évertués à restaurer des formes ou des états (référentiel fixe) plutôt que des processus (référentiel dynamique). Ce type d'action a souvent été décrié, notamment pour la mise en œuvre d'interventions lourdes, coûteuses et jugées peu pérennes. Ces actions ont également, dans certains cas, été mal conduites : cela a été à l'origine d'échecs retentissants. Elles peuvent néanmoins constituer une option raisonnable pour la restauration de cours d'eau à faible énergie ou encore pour des rivières fortement aménagées, dont la dynamique fluviale et la géométrie sont à présent en grande partie figées. Agir sur les processus permet de traiter les causes de la dégradation et non pas les symptômes (Kondolf & Downs, 1996 ; Wohl *et al.*, 2005 ; Kondolf *et al.*, 2006 ; Beechie *et al.*, 2010). Cibler les processus plutôt que les formes, dans un plan de restauration, permet en théorie aux actions de restauration d'être efficaces sur un plus long terme mais également d'améliorer la résilience du système. D'autre part, agir sur les processus permet de limiter fortement les besoins d'entretien ou d'interventions régulatrices répétées et donc les coûts inhérents au maintien dans le temps des fonctionnements/fonctionnalités qui sont attendus à la suite de la restauration (temps, argent ou ressources humaines).

3.3.2. La restauration des plaines et de leurs chenaux latéraux en pratique

Les stratégies de restauration adoptées pour restaurer les plaines inondables sont variées. Elles sont notamment régies par le niveau d'ambition fixé dans le projet. Idéalement, les projets de restauration des plaines inondables devraient promouvoir l'hétérogénéité spatiale des habitats et leur dynamique de manière à entretenir la biodiversité ou tout du moins à permettre une amélioration de leur fonctionnement écologique. Ces mesures gagnent à être engagées seulement lorsque la qualité de l'eau est bonne.

Ainsi, donner la possibilité au cours d'eau de migrer latéralement constitue une action phare pour restaurer la diversité structurelle et fonctionnelle des cours d'eau en agissant sur les processus, lorsque ce mécanisme fonctionnel est pertinent dans le contexte régional d'intervention. Cette mesure consiste à redonner au cours d'eau un espace au sein duquel il peut divaguer librement, à partir notamment de la suppression ou du déplacement des contraintes latérales anthropiques (*i.e.* endiguements). L'approche présente l'avantage de promouvoir l'auto-

restauration. C'est alors le cours d'eau lui-même qui recrée des habitats, mais cela nécessite que l'espace disponible et que la puissance du cours d'eau soient suffisants. La démarche est préconisée par de nombreux auteurs à l'échelle internationale (e.g. "*Channel migration zone*", Rapp & Abbe, 2003 ; "*Erodible corridor*", Piégay *et al.*, 2005). Des opérations de ce type ont, par exemple, été mises en œuvre sur l'Ebre en Espagne (Gumiero *et al.*, 2013) ou encore sur la rivière Kushiro au Japon (Nakamura *et al.*, 2014). D'autres auteurs préconisent d'agir sur les flux liquides de manière à restaurer les pulsations hydrologiques et ainsi améliorer la connectivité entre la plaine et le chenal principal (e.g. Richter & Thomas, 2007), ou bien de supprimer les barrages pour rétablir des flux liquides et solides (e.g. East *et al.*, 2015). Toutefois, ces procédés sont rarement transposables aux grands cours d'eau de plaine fortement anthropisés. En effet, la proximité immédiate de nombreuses infrastructures (e.g. installations industrielles, routes et ponts) et la présence de certaines activités humaines (e.g. navigation ou production d'hydroélectricité) sont difficilement conciliables avec une restauration des processus de régénération des plaines.

Les actions de restauration menées sur les grands cours d'eau très aménagés sont principalement axées sur les formes. La restauration des chenaux latéraux est souvent au cœur de ces projets (Buijse *et al.*, 2002, 2005 ; Pess *et al.*, 2005 ; Coops *et al.*, 2006 ; Gumiero *et al.*, 2013). Les objectifs de ces actions sont variés. Les opérations de restauration ciblant des espèces très précises sont souvent engagées sur des cours d'eau de petite taille. C'est par exemple le cas en Amérique du Nord, où de nombreux chenaux latéraux sont restaurés car ils constituent d'excellentes zones de croissance pour les juvéniles de saumon (e.g. Roni *et al.*, 2002). Les programmes de restauration sur les grands hydrosystèmes sont souvent multi-objectifs. Par exemple, le projet "*Room for the River*" sur le Rhin aux Pays-Bas vise des objectifs à la fois environnementaux et en termes de protection des populations contre les crues (e.g. Rohde *et al.*, 2006). La restauration des chenaux latéraux constitue ainsi souvent une mesure parmi d'autres. L'ensemble de ces projets ont pour caractéristiques communes de chercher à rajeunir "artificiellement", à partir d'actions mécaniques plus ou moins lourdes, ces milieux que les cours d'eau ne peuvent plus créer et entretenir. Il s'agit alors de modifier les formes pour agir sur le processus clé que constitue la connectivité hydrologique entre le chenal principal et les chenaux latéraux (cf. §2.3 & 2.4, ce chapitre). Ainsi, plusieurs options techniques peuvent-être envisagées pour les restaurer.

Une des mesures les plus simples consiste à manipuler la connectivité des bras en gérant directement les pulsations hydrologiques (i.e. submersion écologique ou *ecological flooding*) à partir de systèmes de vannes (e.g. Schmitt *et al.* [2009], Eschbach *et al.*, [2015] sur le Rhin, France ; Lizotte *et al.*, 2011 - sur la rivière Coldwater, Etats-Unis ; Stammel *et al.*, 2012 sur le Haut-Danube, Allemagne). Si elle peut être judicieuse pour agir sur la dynamique d'un ensemble fonctionnel, cette solution apparaît difficilement applicable sur de multiples sites, à plus grande échelle. Dans les cas où, la connexion des bras au chenal principal est contrôlée par des endiguements, il est possible de créer des brèches ou d'abaisser ces ouvrages de manière à augmenter la fréquence des échanges entre les deux compartiments. Ce type de mesure, plutôt passive, est mis en œuvre par exemple sur le Danube en Autriche (e.g. Tockner & Schiemer, 1997 ; Tockner *et al.*, 1998 ; Schiemer *et al.*, 1999). Des ouvrages transversaux répartis sur le linéaire

des bras restaurés (*check dams*) ont également été supprimés pour améliorer les conditions d'écoulement en crue. De multiples connexions supplémentaires, localisées en position intermédiaire (entre l'extrémité amont et aval du bras) ont été créées de manière à ce que l'eau du bras soit renouvelée en quasi permanence. L'ensemble de ces mesures ne sont réellement pertinentes que lorsque les chenaux latéraux ne sont pas totalement atterris. Lorsque l'atterrissement des bras est très avancé, le curage ou l'excavation des alluvions constituent l'option la plus fréquemment utilisée. Ces mesures sont souvent combinées à la réouverture amont ou amont/aval des chenaux (*e.g.* Theiling, 1995 sur le Haut-Mississippi aux Etats-Unis ; Jacobson & Galat, 2006 sur le Bas-Missouri aux Etats-Unis ; Amoros, 2001 sur le Rhône en France, *cf.* Chapitre 2 ; Baptist *et al.*, 2004 sur le Waal et le Rhin aux Pays-Bas). Dans les cas les plus extrêmes, principalement pour des raisons sécuritaires, il n'est pas possible de recreuser directement les chenaux latéraux et des bras sont créés *ex-nihilo* dans la plaine inondable (*e.g.* Simons *et al.*, 2001 - Rhin aux Pays-Bas). Très souvent, les projets de restauration s'attachent simplement à augmenter la connectivité d'un ou plusieurs bras, de manière à rajeunir le système. L'objectif de ces opérations est de recréer à l'échelle d'un ensemble fonctionnel des conditions d'habitat caractéristiques de milieux plus fréquemment perturbés par les crues, devenus relativement rares à l'échelle du tronçon. Il est envisageable de maximiser la variabilité des conditions d'habitat à moyen terme à l'échelle du tronçon en multipliant ce genre d'opérations, mais cette réflexion reste peu commune. Dans d'autres projets, des efforts sont réalisés pour recréer, à l'échelle d'un tronçon fluvial, une diversité de chenaux latéraux possédant des régimes de connectivité et des faciès hydromorphologiques internes variés, de manière à reproduire directement une partie des attributs d'une plaine inondable fonctionnelle (Amoros *et al.*, 2001 ; Bolland *et al.*, 2012). Ce concept, qui a guidé la restauration du Rhône, est abordé plus en détail dans le Chapitre 2.

3.4. Suivi et évaluation scientifique de ces opérations de restauration

3.4.1. Aspects théoriques

Le suivi et l'évaluation des opérations de restauration représentent deux notions qui se complètent. Le suivi (*monitoring*) consiste en la mise en œuvre de protocoles de collecte de données devant permettre de détecter les éventuelles modifications de paramètres clés (physique, biologique ou chimique) susceptible de retranscrire une réponse du milieu aux mesures entreprises (Roni & Beechie, 2013). Autrement dit, le suivi doit permettre d'apprécier les changements imputables aux actions de restauration par rapport aux conditions initiales, à partir de l'étude d'une succession d'états du système. Pour effectuer cette comparaison, des approches comparatives du type "*before-after*" ou "*before-after-control-impact*" sont mises en place. Le choix des indicateurs environnementaux sélectionnés et de la stratégie d'échantillonnage dans le temps (*e.g.* à quelle fréquence ?) et dans l'espace (*e.g.* selon quelle intensité ?) constitue un compromis difficile. Il doit permettre de rendre compte de la structure spatiale et de la dynamique des processus et des réponses pouvant être complexes, être sensibles aux types d'ajustements analysés et intégrer des gradients clés identifiés selon les objectifs initiaux (Bazin & Barnaud, 2002 ; Woolsey *et al.*, 2007). D'autre part, ce choix reste fortement conditionné par le coût du suivi en termes d'acquisition et de traitement des données (temps, argent, ressources humaines) et

les objectifs initiaux du projet. Même si cela est rarement réalisé, il est préférable que le suivi pré- et post-restauration soit relativement long (raisonnablement une dizaine d'années), notamment pour étudier la réponse du milieu tout en limitant les incertitudes liées à la variabilité interannuelle des processus à l'œuvre (*e.g.* Henry *et al.*, 2002). Les jeux de données à long terme sont également intéressants pour discerner les effets imputables aux mesures de restauration des conséquences d'autres facteurs, tel le réchauffement climatique (*e.g.* Daufresne *et al.*, 2015).

Les données et les résultats issus du suivi sont utilisés dans le cadre de l'évaluation des opérations de restauration (*appraisal, assessment, evaluation*) de manière à juger l'efficacité des actions menées. L'évaluation doit permettre de vérifier si les mesures adoptées ont eu les effets escomptés. Autrement dit, il s'agit de tester et valider (ou non) les hypothèses relatives au lien de causalité entre les mesures de restauration et la réponse (physique, biologique ou chimique) du milieu (*e.g.* Roni & Beechie, 2013). La définition d'objectifs clairs et précis en début de projet constitue donc une étape cruciale, étant donné que la qualité des hypothèses à tester, la pertinence du suivi et de fait la qualité de l'évaluation reposent en grande partie sur eux. L'évaluation du succès de la restauration reste un exercice très subjectif. Pour encourager la pratique de l'évaluation du succès (ou de l'échec) des opérations de restauration, d'un point de vue écologique, Palmer *et al.* (2005) ont proposé cinq critères. (i) L'image d'un cours d'eau plus dynamique et des processus qui en résultent, selon le potentiel du site, a été utilisé pour guider la restauration. (ii) L'amélioration des conditions écologiques du site restauré doit être quantifiée, au regard des conditions pré-restauration. (iii) La restauration doit avoir permis d'améliorer la capacité d'auto-entretien et la résilience du système face aux perturbations externes, de sorte que les efforts d'entretien sont quasi inexistantes. (iv) La restauration ne doit en aucun cas porter atteinte à l'écosystème restauré. (v) Des suivis pré- et post-restauration doivent être réalisés et les données rendus publiques. Jansson *et al.* (2005) ont proposé l'ajout d'un sixième critère. (vi) Des hypothèses précises et/ou un modèle conceptuel des processus ciblés par la restauration, à partir desquels les mesures mises en œuvre permettront de répondre aux objectifs du projet, doivent être formulées et/ou élaborées. Lamouroux *et al.* (2015) ont, eux aussi, proposé un critère additionnel. (vii) Les données collectées dans le cadre des suivis doivent être mises à profit pour fournir des prédictions quantitatives permettant d'envisager les changements écologiques potentiels en fonction de l'effort de restauration.

Le suivi scientifique et l'évaluation des projets peuvent permettre de répondre à la fois aux objectifs opérationnels d'un projet donné et plus largement à des objectifs de connaissance. Bien qu'ils soient de mieux en mieux construits d'un point de vue conceptuel, les projets de restauration s'apparentent encore à des expérimentations grandeurs nature, dont il faut savoir tirer des leçons générales applicables à d'autres cours d'eau et à l'échelle du projet (Buijse *et al.*, 2002 ; Downs & Kondolf, 2002 ; Roni & Beechie, 2013 ; Palmer *et al.*, 2007 ; Lamouroux *et al.*, 2015). A l'échelle locale, les résultats du suivi et de l'évaluation peuvent permettre de mettre en œuvre des procédures de gestion adaptatives, à différents niveaux du projet de restauration (Figure 1.14). Par exemple, ces éléments de connaissances peuvent permettre d'améliorer l'efficacité des mesures de restauration mises en œuvre dans le cadre d'une poursuite des actions de restauration, de diminuer le niveau d'incertitude lié aux attentes de la restauration (*i.e.* augmenter les probabilités de réussite), ou encore d'aider à la mise en œuvre des politiques de restauration à plus grande échelle.

Ainsi, construire et partager les retours d'expériences (qu'il s'agisse d'un succès ou d'un échec) devrait constituer une finalité incontournable pour la majorité des projets de restauration. Malheureusement dans la pratique, les procédures de suivis et d'évaluation des opérations de restauration ne sont que très rarement mises en œuvre (Kondolf & Micheli, 1995 ; Bash & Ryan, 2002 ; Bernhardt *et al.*, 2007 ; Palmer *et al.*, 2005 ; Suding, 2011 ; Morandi, 2014).

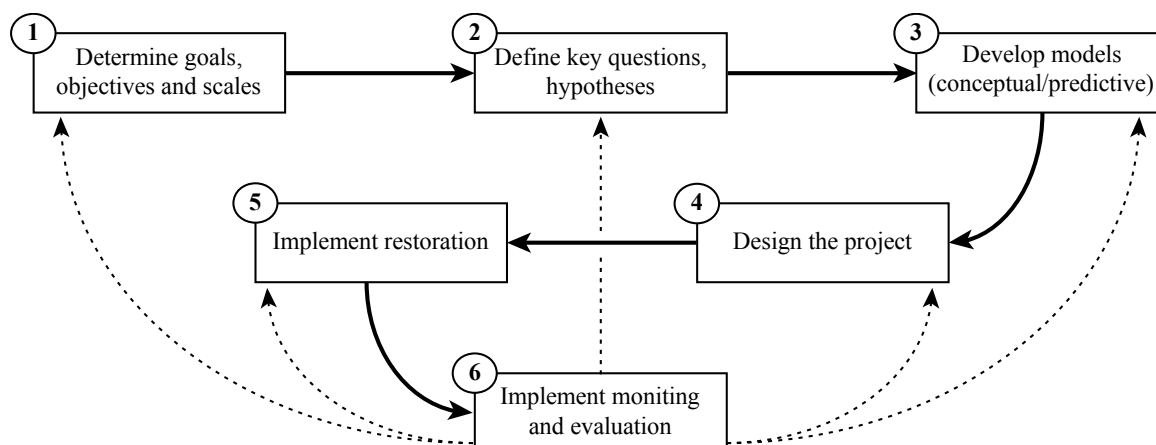


Figure 1.14. Illustration de l'intérêt des procédures de suivi et d'évaluation des projets de restauration pour la mise en place de mesures correctives aux différentes étapes du projet (modifié et adapté de Roni & Beechie, 2013). Ce schéma montre qu'un projet est évolutif dans le temps et dans l'espace. Les informations obtenues dans le cadre du suivi et de l'évaluation peuvent permettre de valider l'ensemble des séquences précédentes ou bien conduire à la reconsidération d'une ou plusieurs étapes.

3.4.2. Retours d'expériences sur la restauration des chenaux latéraux : qu'en est-il des suivis hydromorphologiques ?

Un nombre grandissant d'études de cas traitant du suivi d'opérations de restauration de chenaux latéraux émergent dans la littérature scientifique, depuis une dizaine d'années. Cependant, l'essentiel de ces travaux de recherche se focalisent sur la réponse de certaines communautés biologiques, telles les poissons (*e.g.* Rosenfeld *et al.*, 2008 ; Schmutz *et al.*, 2014), les macroinvertébrés (*e.g.* Paillex *et al.*, 2007 ; Gallardo *et al.*, 2012) ou les macrophytes (*e.g.* Henry *et al.*, 2002 ; Meyer *et al.*, 2013). La plupart de ces travaux se sont attachés à explorer les liens entre des paramètres permettant de quantifier la connectivité hydrologique (principalement la fréquence de connexion) et/ou des variables environnementales (chimiques et/ou physiques) et des caractéristiques biologiques.

La description et la modélisation du fonctionnement hydrosédimentaire des bras morts non-restaurés commencent à être assez bien documentées (*cf.* §2.3, ce chapitre). Il n'en est rien pour les bras morts restaurés. Si quelques études décrivent brièvement l'état de comblement sédimentaire des chenaux latéraux restaurés, nous n'avons recensé que très peu de travaux traitant dans le détail les ajustements hydromorphologiques s'opérant après restauration (Jacobson *et al.*, 2001, 2004 ; Amoros *et al.*, 2005 ; Eschbach *et al.*, 2015). Il est difficile de savoir s'il agit là d'une absence réelle de telles études, ou s'il s'agit plutôt d'un manque de communication ou de visibilité de ces dernières. Quoiqu'il en soit, la faible représentation des contributions en hydromorphologie fluviale dans le suivi des opérations de restauration de chenaux latéraux est difficilement

compréhensible. En effet, engager des suivis pour comprendre les ajustements hydromorphologiques apparaît essentiel, entre autres pour caractériser la dynamique évolutive vers l'atterrissement des bras restaurés. Ces éléments de connaissance constituent un prérequis indispensable pour évaluer la pérennité des actions de restauration. Ces aspects conditionnent en grande partie le succès ou l'échec de ce type d'opération.

Jacobson *et al.* (2004) constatent que la conception technique (*project design*) des projets de restauration de chenaux latéraux n'est informée que par très peu d'expériences théoriques ou empiriques. Shields *et al.* (2009) constatent que malgré les sommes considérables injectées dans les projets de restauration de chenaux latéraux, il n'existe toujours pas d'études offrant des critères morphométriques généraux permettant d'assister cette phase de conception technique. Depuis, à notre connaissance, aucune avancée substantielle n'a été réalisée à cet égard.

En théorie, l'élaboration de modèles prédictifs devrait tenir une place importante au sein des projets de restauration (*e.g.* Lamouroux *et al.*, 2015). Cela est particulièrement évident dans le cadre d'une restauration de forme. Skidmore *et al.* (2013) identifient trois types d'approches : analogique, analytique et empirique. Dans l'approche analogique, la conception technique des projets repose sur des modèles géomorphologiques s'inspirant de tronçons de référence historiques ou actuels. La mise en œuvre de ce type d'approche reste limitée par la nécessité que le régime hydrologique et sédimentaire, parmi d'autres conditions limites, de tronçon de référence soit le même que celui du tronçon à restaurer. A l'opposé, les modèles analytiques utilisent des équations dérivées de l'hydraulique fluviale ou de l'analyse du transport sédimentaire pour concevoir la géométrie du chenal restauré ou d'une plaine. Ce type d'approche présente de nombreux avantages, telle la possibilité de simuler des mécanismes de processus-réponse dans des conditions où les chenaux peuvent être stables ou instables. Elle nécessite cependant une quantité importante de données en entrée. Krapesch *et al.* (2009) ont démontré l'intérêt de ce type d'approche à partir de l'utilisation d'un modèle hydrodynamique 3D pour évaluer différents scénarios de restauration d'un bras mort de méandre sur la rivière Raab en Autriche. Enfin, l'approche empirique (ou "*hydraulic geometry*" approach) repose sur l'élaboration et l'utilisation d'équations établies entre des paramètres morphométriques du chenal à restaurer et d'autres paramètres caractérisant le régime d'écoulement liquide ou solide, ou des conditions limites. Ces relations empiriques peuvent être construites à partir de jeux de données reposant sur des individus statistiques locaux, régionaux ou internationaux. Les modèles représentent généralement les conditions moyennes de l'ensemble de la population étudiée. C'est ce type d'approche que nous mettons en œuvre dans la suite de notre étude (*cf.* Chapitres 3 & 4 notamment).

Ainsi, comprendre les dynamiques hydrosédimentaires et caractériser les processus et les patrons qui rendent compte de leur variabilité dans le temps et dans l'espace, constituent des enjeux scientifiques et opérationnels à la fois pertinents et originaux. Le Rhône, du fait de son histoire récente et de l'ambitieux programme de restauration qui y est mené depuis plus de 15 ans, constitue un cas d'étude de choix.

Chapitre 2. Cadre géohistorique, opérationnel et analytique

Au cours des deux derniers siècles, le Rhône et ses plaines ont subi de profondes mutations. Ces modifications biophysiques, à la fois sous le contrôle de facteurs naturels et anthropiques, ont transformé l'ensemble des compartiments de l'hydrosystème et ont placé le fleuve sur une nouvelle trajectoire. C'est sur la base de ces observations qu'ont été élaborés les fondements conceptuels de la restauration des tronçons court-circuités du Rhône et de leurs anciens chenaux latéraux. Ce programme de restauration, toujours en cours de réalisation, est associé à un programme d'accompagnement scientifique des opérations réalisées. Le suivi hydromorphologique des bras restaurés (et donc notre étude) s'inscrit dans ce cadre.

1. Le Rhône, un hydrosystème fortement modifié : historique de l'aménagement fluvial et fonctionnement actuel

L'axe rhodanien constitue une voie de communication majeure, où les pressions urbaines, industrielles et agricoles sont fortes. A l'instar d'autres grands organismes fluviaux anthropisés, le fleuve présente une structure et un fonctionnement qui ont été fortement dégradés par de nombreux aménagements fluviaux.

1.1. Le bassin hydrographique rhodanien : bref descriptif du cadre physique

D'une longueur totale d'environ 812 km (*ca* 522 km en France) et drainant une surface de 98 500 km² (*ca* 90 500 km² en France), le Rhône est un grand fleuve alpin reconnu pour la puissance et l'abondance de son écoulement (Bravard & Clemens, 2008 ; Olivier *et al.*, 2009). La diversité du cadre structural encaissant (Mandier, 1984 ; Bravard, 1987) et des conditions hydroclimatiques (*e.g.* Pardé, 1925 ; Bravard & Clemens, 2008 ; DREAL, 2009, 2012a, 2012b) confère au bassin versant rhodanien (Figure 2.1) un cadre physique hétérogène. La diversité des affluents du Rhône (Figure 2.1a) et des origines de l'écoulement confère au fleuve un régime d'écoulement qui se complexifie de l'amont vers l'aval. Les principales caractéristiques du régime de l'écoulement du Rhône français et de ses principaux affluents sont présentées dans la table 2.1 et les stations de mesures associées sont localisées sur la figure 2.1b. Malgré cette structure physique contrastée au sein du bassin rhodanien, le fleuve est usuellement subdivisé en cinq ensembles géographiques élémentaires, délimités par des éléments de ruptures naturelles majeures.

Natif des eaux de fusion glaciaire, le Rhône prend sa source au cœur du massif du Saint-Gothard et fait surface au pied du front du glacier du Rhône (actuellement *ca* 2 245 m) en contrebas du Dammastock qui culmine à environ 3 633 m. De sa source à son embouchure deltaïque dans le lac Léman, le **Rhône alpestre** est un grand torrent de 164 km de long possédant un régime glaciaire [pente moyenne : *ca* 9 m.km⁻¹] (*e.g.* Reynard *et al.*, 2009). Avec une superficie de 582 km², le lac Léman constitue un véritable bassin de décantation et possède une forte action régulatrice sur les écoulements du Rhône à son exutoire (Pardé, 1925 ; Bravard, 1987). De la sortie du Léman à la confluence du fleuve avec la Saône, au sud de la commune lyonnaise, le **Haut-Rhône français** parcourt un linéaire d'un peu plus de 200 km (pente moyenne

: $ca\ 1\ m.km^{-1}$). Le fleuve y intègre successivement les apports d'origine nivo-glacio-pluviale d'un affluent alpestre (l'Arve), des affluents préalpins septentrionaux au régime nivo-pluvial en rive gauche (principalement le Fier et le Guiers) et des affluents jurassiens en rive droite dont principalement l'Ain au régime pluvio-nival. Du confluent Rhône-Saône à sa jonction avec l'Isère ($ca\ 110\ km$), le fleuve, communément désigné comme le **Rhône moyen** sur cette section (pente moyenne : $ca\ 0,5\ m.km^{-1}$), entre dans le sillon rhodanien suivant un axe nord/sud qu'il conservera jusqu'à la mer Méditerranée. La Saône, cours d'eau de plaine au régime pluvial océanique qui s'écoule depuis le massif des Vosges, constitue le principal affluent du Rhône par son module (Table 2.1). L'Isère, deuxième tributaire du fleuve, présente quant à elle un régime nivo-glaciaire. Les affluents de rive droite du Rhône moyen en provenance du Massif Central (principalement le Gier) sont très courts et n'ont qu'une influence limitée sur les écoulements du fleuve. De la confluence de l'Isère jusqu'aux environs d'Arles ($ca\ 160\ km$), le **Bas-Rhône** (pente moyenne : $ca\ 0,6\ m.km^{-1}$) intègre successivement les eaux d'affluents méridionaux préalpins et alpins en rive gauche (principalement la Drôme et la Durance) et cévenoles en rive droite (principalement l'Eyrieux, l'Ardèche et le Gard). Ces cours d'eau sont sous l'influence du climat méditerranéen, synonyme de faibles modules et d'étiages pouvant être sévères. Le fleuve entre finalement dans sa **plaine deltaïque** (pente moyenne : $ca\ 0,04\ m.km^{-1}$), où il se sépare en deux branches principales (petit Rhône à l'ouest et grand Rhône à l'est), avant de se jeter en mer Méditerranée dont il constitue la principale source d'eau douce, avec un module interannuel estimé à environ $1\ 700\ m^3.s^{-1}$ à son embouchure.

Reach	Gaging station	Period	W.A. (km²)	Sp.Q (l.s ⁻¹ .km²)	\bar{Q} (m³.s ⁻¹)	Flood frequencies‡ (m³.s ⁻¹)		
						Q ₂	Q ₁₀	Q ₅₀
<i>Rhône mainstem</i>								
amont du Léman*	Porte Du Scex	1955-2012	5 245	34,7	182	625	855	1 075
aval de l'Arve†	Pougny	1925-2012	10 320	32,5	335	970	1 300	1 600
amont de l'Ain†	Lagnieu	1920-2005	15 400	29,7	457	1 300	1 900	2 300
amont de la Saône†	Perrache	1920-2005	20 300	29,5	598	2 100	3 000	3 800
aval de la Saône†	Ternay	1920-2006	50 560	20,4	1 030	3 100	4 500	5 700
aval de l'Isère†	Valence	1920-2012	66 450	21,1	1 400	3 100	6 000	8 500
amont de l'Ardèche†	Viviers	1920-2012	70 900	20,9	1 480	4 300	6 000	7 500
amont du delta†	Beaucaire	1920-2012	95 590	17,7	1 690	5 800	8 200	10 000
<i>Main tributaries</i>								
Arve*	Genève	1924-2012	1 975	39,5	78	485	655	770
Ain§	Chazey-sur-Ain	1959-2013	3 630	33,1	120	910	1 400	1 900
Saône§	Mâcon	1952-2013	26 060	15,8	412	1 700	2 400	3 000
Isère†	Beaumont-Montoux	1956-2012	11 800	27,8	328	1 200	1 700	2 200
Ardèche**	Saint-Martin-d'Ardèche	1955-2013	2 257	2,8	64	1 700	3 000	4 100
Durance**	Meyrargues	1994-2013	12 500	2,2	28	1 000	2 100	-

Data sources: * OFEV. † CNR. § DREAL. ** SPC Grand delta.

W.A.: Watershed area upstream from the corresponding gaging station. Sp.Q: Specific discharge. \bar{Q} : Average yearly discharge.

[‡] based on annual maximum instantaneous peak streamflow.

Table 2.1. Caractéristiques hydrologiques du Rhône et de ses principaux affluents.

Cette diversité se retrouve également dans le régime de crue du fleuve. Quatre principales configurations hydrométéorologiques sont classiquement distinguées.

(i) Les crues océaniques sont imputables à la circulation générale d'ouest de l'atmosphère et à la succession plus ou moins fréquente des systèmes dépressionnaires associés. Le Haut-Rhône et la Saône sont en règle générale plus sensibles à ces événements pluvieux, notamment en automne et en hiver.

(ii) Les crues dites "cévenoles" se produisent généralement en automne lorsque des masses d'air très humides et relativement chaudes remontent suivant un courant de sud à sud-est depuis le Golfe du Lion vers la chaîne des Cévennes et son piémont, où des masses d'air plus froides se tiennent. Ce conflit de masses d'air, accentué par l'ascendance forcée de la masse d'air chaude par le relief des Cévennes, peut générer de très fortes instabilités s'accompagnant de pluies très intenses et abondantes. Cette situation météorologique peut produire une montée des eaux rapides et des crues puissantes des affluents du Bas-Rhône, très réactifs. Plus largement, l'arc méditerranéen est sujet à des épisodes de précipitations très intenses dont les conséquences sur l'élévation du niveau des cours d'eau sont proches de celles observées lors des épisodes cévenols, mais dont les causes météorologiques sont tout autres.

(iii) Les crues méditerranéennes dites "extensives" correspondent aux cas pour lesquels on observe une extension de ces épisodes météorologiques méridionaux en direction du nord. Ces événements pluvieux peuvent rapidement provoquer de forts cumuls de précipitations, généralement jusqu'aux extrémités sud des bassins de la Saône et de l'Ain.

(iv) Enfin, les crues dites "généralisées" se produisent lorsque les effets d'une série d'événements pluvieux d'origines météorologiques diverses s'enchaînent ou se conjuguent, affectant l'ensemble du bassin rhodanien.

Concernant le transit actuel des MES, Pont (1997) a observé une concentration moyenne à l'embouchure du fleuve d'environ 123 mg.L^{-1} pour la période 1994-1995. Cette gamme de valeur a été confirmée par Ollivier *et al.* (2010) qui observent, quant à eux, une concentration moyenne estimée à 122.4 mg.L^{-1} pour la période 2001-2003. En se référant à la concentration moyenne en MES estimée à partir de relevés effectués sur de nombreuses rivières à l'échelle mondiale à 535 mg.L^{-1} par Berner & Berner (2012), le Rhône présente une concentration en MES relativement basse. A l'échelle du réseau hydrographique, l'Arve (*ca* 1 à $3,6 \text{ Mt.an}^{-1}$), la Saône (*ca* 1 à 2 Mt.an^{-1}), l'Isère (*ca* $3,5 \text{ Mt.an}^{-1}$) et la Durance (*ca* $1,8 \text{ Mt.an}^{-1}$) constituent les quatre principaux affluents en termes de contribution au flux de MES observés dans le Rhône (Collectif, 2003).

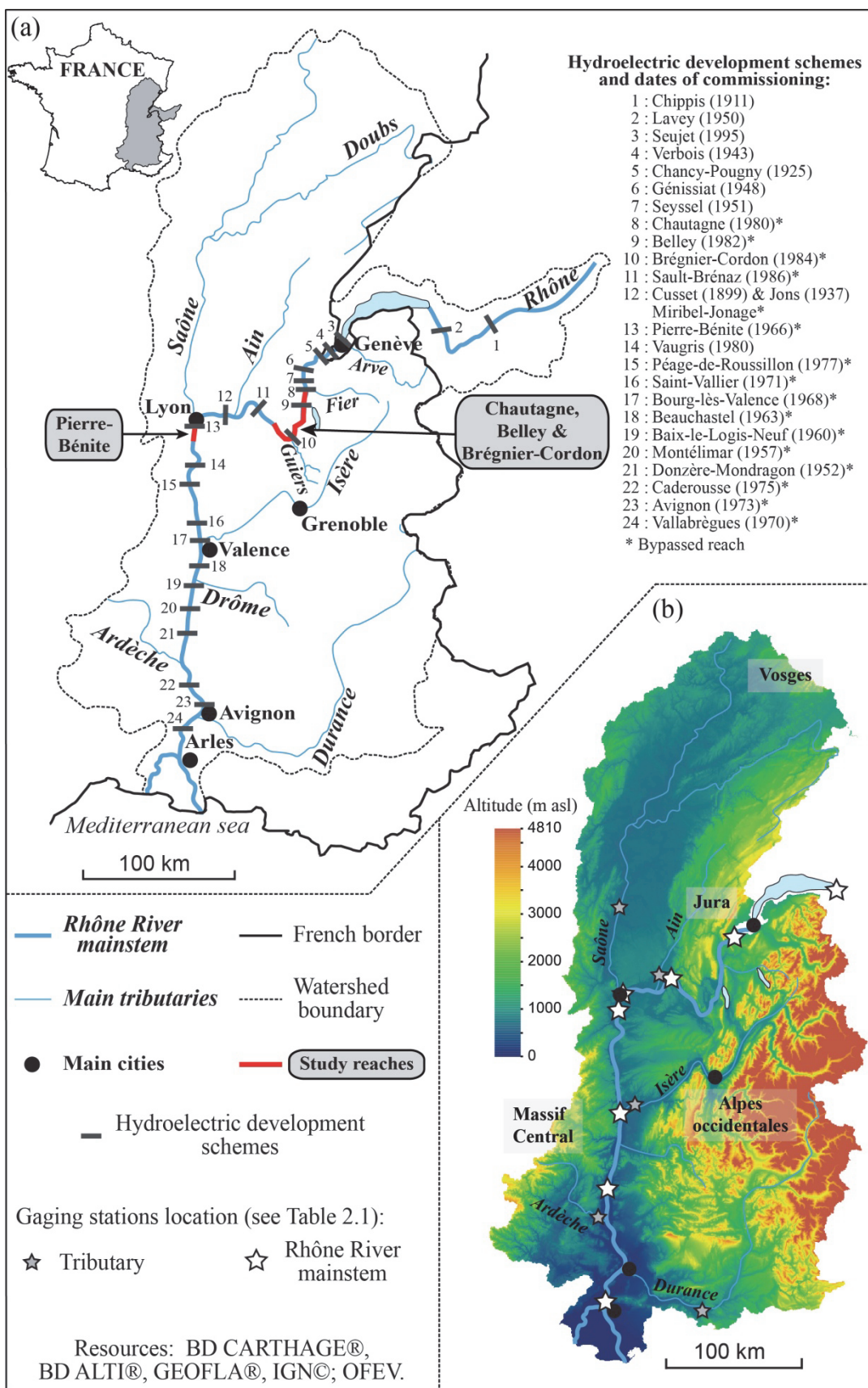


Figure 2.1. Cadre physique général du bassin rhodanien. (a) Localisation des principaux aménagements hydroélectriques implantés sur le cours du Rhône et position des tronçons fluviaux étudiés au sein du bassin versant. (b) Principaux massifs et localisation des stations hydrométriques présentées dans la table 2.1.

1.2. L'anthropisation de l'hydrosystème et ses conséquences éco-hydromorphologiques

Aborder l'histoire récente de la relation entre les sociétés et le Rhône permet de cerner l'impact des actions et des activités anthropiques sur le fleuve et son réseau de chenaux latéraux, de comprendre le fonctionnement actuel de l'hydrosystème et de saisir les enjeux de sa restauration. Pour appréhender le Rhône actuel, les trois grandes phases d'évolution récente de l'hydrosystème sont décrites de manière synthétique. On distingue classiquement le Rhône pré-aménagement, le Rhône corrigé pour les besoins de la navigation et la phase d'aménagement à buts multiples du fleuve (*e.g.* Faucher, 1968 ; Béthemont, 1972 ; Bravard, 1987). Des exemples concrets sont donnés à titre illustratifs sur les quatre tronçons fluviaux s'inscrivant dans le cadre de notre étude (Figure 2.1a). Trois d'entre eux sont situés sur le Haut-Rhône (secteurs de Chautagne, de Belley et de Brégnier-Cordon) et un autre est localisé sur le Rhône moyen (secteur de Pierre-Bénite).

1.2.1. Le Rhône avant les grandes phases d'aménagement des XIX^e et XX^e siècles

La majorité des chenaux latéraux persistants aujourd'hui le long du corridor fluvial rhodanien constituent des formes héritées d'une dynamique fluviale antérieure aux phases de grands aménagements. Le Rhône a connu plusieurs métamorphoses fluviales au cours de l'Holocène (*e.g.* Bravard *et al.*, 2008). A ce titre, de 2 400 BP à 1 500 BP, le style à méandre était dominant sur le Rhône. Pour autant, on ne retrouve aujourd'hui que très peu de vestiges d'une dynamique active de méandrage sur les marges actuelles du lit majeur, comme le méandre recoupé du Saugey, parmi d'autres sur le secteur de Brégnier-Cordon (*e.g.* Bravard, 1987 ; Salvador & Bergé, 2014). L'immense majorité des anciens chenaux fluviaux observés sur le Rhône actuel est issue d'une dynamique de tressage (*e.g.* Bravard, 2010).

La prédominance de tronçons à chenaux multiples le long du corridor fluvial rhodanien est intimement liée aux effets de la période de péjoration climatique dite du "Petit Age Glaciaire" (PAG). Cet épisode correspond à une phase de refroidissement climatique et d'extension du domaine glaciaire et péri-glaciaire, ayant affecté l'Europe et l'Amérique du Nord du XIV^e à la seconde moitié du XIX^e siècle (*e.g.* Fagan, 2000). Il s'est accompagné d'une véritable crise hydrosédimentaire, exacerbée par la fragilisation des versants imputables à la forte pression agro-sylvo-pastorale de l'époque (Roux *et al.*, 1989 ; Bravard & Peiry, 1993 ; Descroix & Gautier, 2002). Mettant en œuvre des processus morphogéniques très actifs, cette ère climatique a entraîné une augmentation sensible de la production de matériel grossier et du charriage dans les cours d'eau de tête de bassin versant, dès la fin du XIV^e siècle. Cette charge de fond abondante et parfois le style fluvial en tresses ont progressivement progradé vers l'aval et les grandes vallées alluviales au gré d'événements de crues morphogènes plus fréquents (*e.g.* Bravard, 1989, 2000, 2010 ; Salvador, 1991). Ainsi, les reliquats de la dynamique de méandrage ont souvent été détruits ou remaniés par le tressage actif. Les anciens bras de méandre datant du Moyen Age, souvent situés plus en marge du cours actuel, ont pour la plupart été totalement remblayés par les alluvions et sont aujourd'hui relativement difficiles à détecter car totalement atterris.

Le patron de tressage est classiquement présenté comme le modèle dominant du fleuve pré-aménagement au cours du PAG. Cependant, le chenal n'a pas répondu de manière uniforme à cette entrée massive de sédiments grossiers. La métamorphose fluviale, impliquant ici le passage d'un style dominant à méandres à un lit tressé, ne s'est pas généralisée à l'ensemble du *continuum* rhodanien du fait de la combinaison de multiples facteurs de discontinuités spatiales (Bravard, 2010). Ce dernier montre que les apports locaux significatifs en charge solide de certains affluents, les héritages géologiques et géomorphologiques des vallées alluviales (*e.g.* défilés, affleurements rocheux, ombilics glaciaires) et tectoniques du quaternaire (*e.g.* contrôle des pentes de fond de vallée) ont joué un grand rôle dans l'organisation de ce *discontinuum* fluvial, façonnant une succession de différents secteurs fonctionnels. Autrement dit, le fleuve présentait à cette époque un transport solide important mais discontinu. Comme cela est illustré en annexe 1.1, les tronçons de Chautagne et de Brégnier-Cordon comptaient parmi les secteurs du fleuve où le tressage était très développé au milieu du XIX^e siècle. On observait alors sur ces tronçons un important réseau de bras vifs et de bras morts s'inscrivant dans une bande active relativement large (*e.g.* Bravard *et al.*, 1986 ; Klingeman *et al.*, 1998 ; Bravard, 2010). Des chenaux d'anastomoses, généralement plus profonds et sinueux et moins courants que les chenaux tressés, étaient également présents en marge de la bande de tressage actif de ces deux tronçons fluviaux (Bravard, 1981, 1982, 1983 ; Roux *et al.*, 1989). Le tronçon de Belley présentait également un réseau bien développé de chenaux tressés, notamment sur sa partie amont dans le prolongement du tronçon de Chautagne. Plus en aval et hormis le cas spécifique des gorges de la Balme, le réseau de chenaux latéraux y était beaucoup moins développé. Cette configuration du lit ressemble à de nombreux égards à celles que l'on pouvait observer sur le Rhône en aval de Lyon à cette époque, comme illustré par le cas de Pierre-Bénite. Le Rhône se caractérise ici par une relative stabilité latérale du chenal principal associée à une plaine alluviale et à une bande active peu développées, où les processus de recoupement, voire d'avulsion localisée, sont peu fréquents et se réalisent principalement dans les sections présentant un exhaussement modéré du lit (Bravard, 2010). Il est par conséquent difficile de parler de tressage *stricto sensu* pour ce type de section du fleuve, même s'il est d'usage de les désigner ainsi dans la littérature. Ces morphologies fluviales, assimilables à des formes de transition non-abouties, peuvent néanmoins s'interpréter comme une amorce avortée d'un style en tresses. Par commodité, on désignera ces sections comme des tronçons anabranchés. Au delà du cas du tronçon de Pierre-Bénite, on retiendra que localement le Rhône en aval de Lyon pouvait présenter des tronçons tressés (*ibid.*), notamment sur la section du fleuve située entre ses confluences avec la Drôme et l'Ardèche (*cf.* Figure 2.1a).

1.2.2. La correction du cours du fleuve Rhône

Le Rhône constitue une voie commerciale très ancienne et un axe de circulation et de développement socio-économique majeur (*e.g.* Faucher, 1968 ; Bethemont, 1972 ; Bravard, 1987). Les sociétés riveraines du fleuve se sont depuis longtemps employées à contenir les assauts du fleuve pour se prémunir des aléas provoqués par la mobilité du cours d'eau et de ses impacts sur leurs biens à partir de divers techniques de protections (*e.g.* défendre les cultures, pérenniser les chemins de hallage), allant des formes les plus archaïques et spontanées à des méthodes plus élaborées de protection contre l'érosion et les inondations. Par exemple, au cours des XVII^e-

XVIII^e siècle, il était d'usage d'installer des éperons rocheux constitués en pierres sèches ou encore d'un assemblage de madriers de manière oblique au cours. Ces petits ouvrages étaient particulièrement présents sur les tronçons du Haut-Rhône (Bravard, 1987). Ils avaient pour fonction de barrer les chenaux secondaires ou bien de détourner le courant en direction de la rive opposée, afin de protéger les terres agricoles de l'érosion et de tenter de promouvoir le dépôt des alluvions fines à l'aval de ces constructions (*e.g.* Bravard, 1981, 1987 ; Roux *et al.*, 1989). Ces auteurs s'accordent sur le fait que ces entreprises très localisées n'ont eu qu'une incidence mineure sur l'hydromorphologie du fleuve.

Ce n'est qu'à partir de la seconde moitié du XVIII^e siècle qu'une stratégie plus organisée de correction du fleuve, à large échelle, gagne en puissance et se définit progressivement, jusqu'à atteindre son apogée au début du XX^e siècle. L'origine de la mise en œuvre d'une politique globale d'aménagement du fleuve onéreuse et de très grande ampleur constitue une réponse à de multiples causes. L'essor de la batellerie à vapeur et les inondations catastrophiques résultant des crues générales de 1840 et de 1856 ont notamment eu un fort effet catalyseur (*e.g.* Faucher, 1968 ; Bethemont, 1972 ; Bravard, 1987). L'amélioration de la régularité du transport fluvial, à partir de l'optimisation des conditions de navigabilité, est alors recherchée (Girardon, 1894 ; Alix, 1930 ; Moussa, 1946 ; Escudié & Combe, 1991 ; Tricart & Bravard, 1991). Les techniques retenues par l'ingénierie civile ont évolué au gré des échecs et de la succession des générations d'ingénieurs et de leurs propres conceptions en matière d'action. Ainsi, la mise en pratique de cette correction fluviale fut longue et complexe. Il s'agissait alors de simplifier et de stabiliser le tracé en plan du fleuve, qui changeait trop fréquemment de configuration, pour permettre d'établir une voie navigable unique et stable et d'éliminer les "mauvais passages" constitués par les hauts-fonds. Ces travaux de recalibration du chenal ont été réalisés par le service spécial du Rhône (créé à la suite de la crue de 1840 par les Ponts et Chaussées) et se sont essentiellement concentrés sur le Rhône en aval de Lyon.

Poinsart & Salvador (1993) ont retracé l'historique de l'endiguement du Rhône à l'aval de Lyon (Rhône moyen et Bas-Rhône), en s'appuyant sur leurs observations réalisées sur les tronçons de Pierre-Bénite et de Donzère-Mondragon (*cf.* Figure 2.1a). Quatre principales étapes sont distinguées. La première étape (i) renvoie à des initiatives locales et est plutôt désorganisée, alors que les trois suivantes (ii, iii et iv) constituent la correction fluviale à proprement parler.

(i) De *ca* 1760 aux années 1850 : des infrastructures lourdes visant à protéger les terrains agricoles et les habitations riveraines des inondations érigées sous la forme de digues longitudinales dites "insubmersibles" constituées de blocs rocheux et résultant principalement d'initiatives locales. Quelques ouvrages de ce type sont réalisés par le service spécial du Rhône. Une loi datant de 1858, interdisant toute action susceptible de remettre en cause la capacité d'écrêtement des crues des plaines inondables, met un coup d'arrêt définitif à l'usage de cette technique, qui d'autant plus ne permettait pas de pérenniser la stabilité en plan du chenal (*e.g.* Bravard, 1987 ; Tricart & Bravard, 1991).

(ii) de 1840 à 1876 : première phase de resserrement du lit mineur (Ingénieur en Chef O'Brien, puis Kleitz et Tavernier). Deux mesures sont appliquées pour concentrer l'écoulement dans un chenal unique : la fermeture artificielle des chenaux secondaires à partir de la mise en place plutôt grossière de barrage rocheux et la construction de digues hautes submersibles le long des berges. Si la méthode permet d'amorcer le rassemblement des eaux dans un chenal unique, elle ne règle pas le problème des "mauvais passages". La majorité des seuils a alors la fâcheuse tendance à migrer vers l'aval au gré des crues, sans pour autant qu'ils disparaissent (*e.g.* Moussa, 1946 ; Tricart & Bravard, 1991).

(iii) de 1876 à 1884 : deuxième phase de resserrement du lit mineur conduite par l'ingénieur en chef Jacquet. La loi Freycinet, du 13 mai 1878, a permis un immense tournant dans la correction du fleuve du fait de l'importance des ressources financières accordées pour accomplir cette tâche. Les travaux vont alors se focaliser sur la stabilisation et l'uniformisation du fond du lit mineur, à partir de la mise en place de digues basses de resserrement reliées aux anciens aménagements par des tenons, formant ainsi des casiers permettant de brider l'érosion, voire de favoriser l'alluvionnement en arrière des digues (dit "casier Girardon", du nom de l'ingénieur qui paracheva cette technique) et ainsi d'asseoir la stabilité des structures. Les premiers épis noyés et plongeants sont également introduits pour optimiser la stabilisation du lit, qui n'est encore que très partielle.

(iv) à partir de 1884, la prise de fonction de l'ingénieur en chef Henry Girardon constitue un second tournant. Il élabore le dispositif final de l'aménagement du fleuve dit "à courant libre" (Figure 2.2). Les résultats escomptés depuis l'initiation du projet sont obtenus. Il s'agit alors de parfaire la création d'un chenal unique, à partir du perfectionnement des anciennes méthodes et de l'introduction de nouvelles techniques d'ingénierie devant favoriser la fermeture et l'alluvionnement forcé des chenaux secondaires (Girardon, 1894). La hauteur des digues basses en entrée de chenal secondaire est calibrée de manière à concentrer les basses-eaux tout en conservant l'étalement des eaux moyennes et hautes. Les processus de rajeunissement des bras par décapage des alluvions fines ne sont donc pas totalement éliminés. Des séries de traverses sont établies tout au long des bras de manière à casser la ligne d'énergie en période de hautes-eaux et à limiter les contraintes exercées sur les autres infrastructures se trouvant à proximité. Le traitement des "mauvais passages" est accompli à partir de la stabilisation des séquences seuils-mouilles et de la fixation de l'orientation des seuils à partir de la mise en place de séries d'épis (noyés et plongeants) et des seuils de fond venant compléter les anciennes infrastructures. La force de cette entreprise réside dans le fait que l'ensemble des éléments de correction anciens et nouveaux sont étudiés et calibrés individuellement selon les conditions locales de site, de manière à avantageusement tirer parti de la puissance du fleuve pour atteindre l'ajustement désiré (Figure 2.2). Par la suite, cette conception est reprise par les successeurs de l'ingénieur Girardon, essentiellement dans le cadre d'une gestion adaptative des ouvrages existants, jusqu'à l'abandon des aménagements "à courants libres" dans les années 1930.

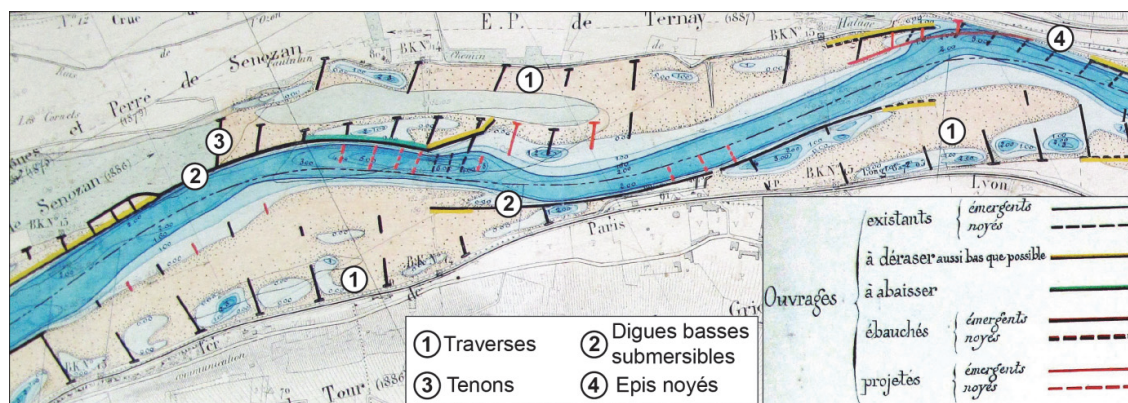


Figure 2.2. Etat de l'endiguement du Rhône en 1891 entre Grigny et Ternay (tronçon de Pierre-Bénite). Cette planche illustre parfaitement la complexité des travaux de correction du fleuve entrepris en aval de Lyon et l'approche empirique de gestion et de calibration des infrastructures qui existait alors (tiré des plans de "Travaux de parachèvement et de premier entretien entre Lyon et Saint Vallier, Kilomètre 0 et 75.650, service spécial du Rhône, 1891).

N.B. : Les bras, identifiables au niveau des traverses, apparaissent majoritairement à sec du fait que la bathymétrie de l'ensemble des zones aquatiques est rapportée à l'étiage conventionnel de l'époque, soit un débit de $365 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Valence et à la cote -0,70 à Arles.

Si le secteur de Pierre-Bénite, qui est assez représentatif du fleuve dans le sillon rhodanien, a subi l'ensemble des phases de correction, ce n'est pas le cas du Haut-Rhône où les ouvrages sont beaucoup plus disparates (Annexe 1.1). Le manque de financement ayant limité le nombre et l'étendu des interventions (*e.g.* Bravard, 1987 ; Tricart & Bravard 1991), on y observe principalement quelques linéaires de digues "insubmersibles", des digues basses de resserrement enserrant le chenal principal et des digues en remblais et parfois en enrochements au sein de la plaine. Les traverses et les tenons n'ont pas été employés sur le Haut-Rhône. L'essentiel de ces aménagements a été réalisé entre 1880 et 1890 et est observé sur le tronçon de Belley et plus spécifiquement sur celui de Brégnier-Cordon. On ne retrouve que très peu d'aménagements submersibles sur le tronçon de Chautagne. L'essentiel des ouvrages réalisés sur ce tronçon sont des digues insubmersibles. La rive gauche comprend, du nord au sud, la digue de Picolet (débutée en 1774 et prolongée après 1792), la digue de Serrières (construite avant 1760) et les digues de Palliod et de la Loi (établies entre le début du XIX^e siècle et 1848). La digue de rive droite correspond au remblai de la ligne de chemin de fer Lyon-Genève en rive droite (1857).

1.2.3. L'exploitation de la "houille blanche" et le fonctionnement hydrologique actuel des tronçons étudiés

La Compagnie Nationale du Rhône (CNR) est désignée unique concessionnaire pour l'aménagement de la vallée rhodanienne par l'Etat, suite au décret de juin 1934. Cette concession du Domaine Public Fluvial rhodanien court théoriquement jusqu'en 2023. La principale mission de l'entreprise consiste alors à valoriser l'immense potentiel énergétique du Rhône à partir de l'établissement d'usines hydro-électriques. En contrepartie, les retombées financières doivent permettre de développer l'irrigation et la navigation de manière à favoriser le développement agricole et industriel de la vallée. La régulation du fleuve en aval du Léman a été relativement tardive. Avant la mise en place de la CNR, on ne dénombrait que deux installations : l'usine de Cusset (1899) et l'aménagement franco-suisse au fil de l'eau de Chancy-Pougny (1924). Par la

suite, 19 aménagements supplémentaires seront construits par la CNR auxquels s'ajoutent les réalisations suisses du barrage-réservoir de Verbois et plus récemment celle du barrage du Seujet (Figure 2.1a). Actuellement, avec une production annuelle de $14\,600\text{ GWh}\cdot\text{yr}^{-1}$, les équipements du Rhône français participent à environ 25% de la production nationale d'hydroélectricité. A l'exception du barrage réservoir de Génissiat et des aménagements de basses chutes de Seyssel et de Vaugris, où les barrages sont accolés aux usines de production, un schéma d'aménagement type est retenu pour les 16 autres : le système en dérivation (Figure 2.3).

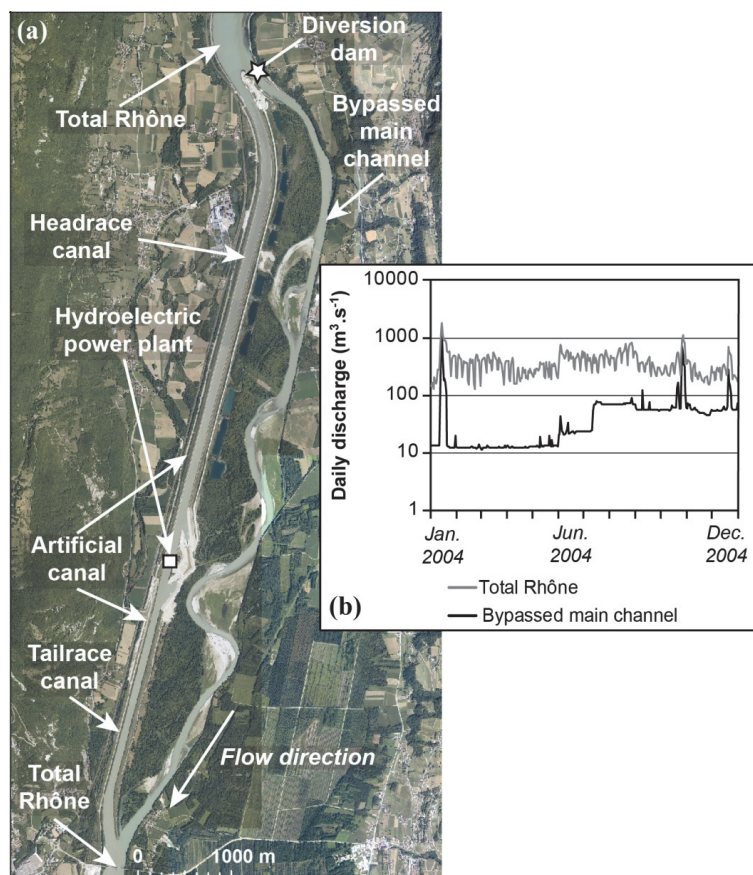


Figure 2.3. Le système en dérivation. (a) Principaux éléments constitutifs d'un aménagement : exemple du tronçon court-circuité de Chautagne (BD Ortho® 2013, IGN©). (b) Illustration de l'impact de la dérivation sur le régime hydrologique des vieux-Rhône. Le différentiel entre les deux courbes représente le débit turbiné qui transite par le bief usinier et qui est restitué au fleuve en aval du tronçon court-circuité (débits CNR).

En pratique, un barrage équipé de vannes mobiles est édifié en amont de l'ancien lit du fleuve court-circuité, communément désigné comme le vieux-Rhône ou le Rhône Court-Circuité (RCC). Il permet de dériver l'essentiel du débit en provenance du Rhône "total" (*i.e.* section non court-circuitée du fleuve) en direction du canal d'amenée, sur lequel est implanté l'usine de production hydroélectrique et parfois l'écluse. Le flux turbiné par l'usine est restitué en aval par le canal de fuite. Chaque usine hydroélectrique dispose d'un débit d'armement (*i.e.* débit maximum pouvant-être turbiné) dépendant de la capacité et du nombre de groupes de production hydroélectrique. En dehors des périodes de crues, un débit résiduel, généralement modulé selon les saisons, s'écoule dans les vieux-Rhône. En pratique, tant que les débits d'équipement de l'usine hydroélectrique ne sont pas dépassés par le débit du fleuve en entrée d'aménagement, seul un débit réservé transite

dans les vieux-Rhône. A partir du moment où ces valeurs seuils sont dépassées, le barrage mobile est progressivement ouvert. Sur les 522 km du cours français du fleuve, on recense *ca* 162 km de linéaire cumulé court-circuité par les barrages de dérivation (*i.e.* les vieux-Rhône). Sur le Rhône en aval de Lyon ces aménagements de basse chute ont été réalisés entre 1952 et 1977, dont l'aménagement de Pierre-Bénite qui fut mis en service en 1966 (Olivier *et al.*, 2009). La mise en service des aménagements du Haut-Rhône a été plus tardive, car jugée moins rentable que celle des aménagements du fleuve en aval de Lyon (Tricart & Bravard, 1991) : Chautagne (en 1980), Belley (en 1982) et Brégnier-Cordon (en 1984). Les usines hydroélectriques de Chautagne, Belley et Brégnier-Cordon disposent chacune de deux groupes bulbes permettant de porter le débit maximum turbinable à $700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Table 2.2). L'usine de Pierre-Bénite est, quant à elle, équipée de 4 groupes bulbes qui permettent de turbiner jusqu'à $1\,380 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

Le Rhône "total" (*i.e.* section non court-circuitée du fleuve) au niveau de nos trois tronçons d'étude situés sur le Haut-Rhône possède un module similaire, cependant l'hydrologie de crue de ces trois vieux-Rhône diffèrent sensiblement (Table 2.2). On observe sur ces trois vieux-Rhône une diminution des débits de crue caractéristiques de l'amont vers l'aval. En effet, pour que les infrastructures de la CNR n'engendrent pas d'aggravation des cotes de ligne d'eau au droit des aménagements et que les champs d'inondation des plaines jouent leur rôle, chacun de ces aménagements dispose de ces propres consignes d'exploitation établies à partir de modèles mathématiques (Bordiec & Frézet, 1986 ; Bravard, 1987 ; Bravard & Clemens, 2008). En phase de crue, ces lois déterminent le partage des débits entre les biefs usiniers et les vieux-Rhône. Ainsi, sur l'aménagement de Chautagne, le débit dérivé est maintenu à $700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ jusqu'à ce que le débit total entrant à Châteaufort dépasse $1\,200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Au-delà de cette valeur, le débit turbiné est progressivement réduit par paliers successifs. Au delà d'un débit total de $2\,000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, le débit du canal est maintenu à $300 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Sur l'aménagement de Belley, le débit dérivé est de $700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ jusqu'à la crue de $1\,400 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Au delà de cette valeur, l'usine est progressivement fermée jusqu'à atteindre un débit dérivé nul pour des crues dépassant $2\,000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Ce mode de fonctionnement est principalement lié à la nécessité incombant à la CNR de maintenir la capacité d'écrêtement des eaux de crues des marais de Lavours et du lac du Bourget. Ce dernier communique avec le fleuve via le canal de Savière, les niveaux du lac étant contrôlés par le barrage de Savière qui permet une circulation Rhône-lac lors des fortes crues. Sur l'aménagement de Brégnier-Cordon, le débit usuel dérivé est de $700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ jusqu'à la crue de $2\,500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ où il est abaissé à $500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. A partir de $3\,000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ dans le Rhône, cette valeur est abaissée à $300 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Au delà de $3\,500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, le débit dérivé est plafonné à $200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Du fait de la faible superficie de sa plaine inondable (*cf.* à ce titre Džubáková *et al.*, 2015 - Annexe 2.1) et de la forte pression urbano-industrielle à proximité immédiate du site, le débit dérivé de l'aménagement de Pierre-Bénite reste constant en crue ($1\,365 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$). Il peut arriver que certains groupes de production soient temporairement arrêtés, pour permettre des interventions de maintenance nécessitant un arrêt de groupe ou lors "d'avaries" non planifiées (Bordiec & Frézet, 1986). L'indisponibilité d'un ou plusieurs groupes de production engendre un abaissement en conséquence du débit maximum turbiné et donc une ouverture du barrage pour des débits entrants plus faibles.

Reach	Reach code	Length (km)	Slope (%)	Gauging station §	W.A. (Km²)	\bar{Q} (m³.s⁻¹)	Qmax (m³.s⁻¹)	Flood frequencies¶ (m³.s⁻¹)				
								Q₂	Q₅	Q₁₀	Q₂₀	Q₅₀
Chautagne	CHAU*	-	-	Châteaufort	12 600	401	-	1 620	2 025	2 350	2 600	2 980
	CHAU†	8.9	0.11	-	-	-	700	1 420	1 725	2 050	2 300	2 680
Belley	BELL*	-	-	Brens	13 960	423	-	1 400	1 620	1 800	1 930	2 140
	BELL†	17.2	0.9	-	-	-	700	900	1 120	1 500	1 630	2 070
Brégnier-Cordon	BREG*	-	-	Groslée	15 030	440	-	1 320	1 590	1 800	1 995	2 265
	BREG†	11.4	0.6	-	-	-	700	620	890	1 100	1 495	1 965
Pierre-Bénite	PBE*	-	-	Ternay	50 560	1 030	-	3 100	4 000	4 500	5 100	5 700
	PBE†	9.8	0.4	-	-	-	1 365	1 925	2 510	2 950	3 395	3 980

"W.A.": Watershed area upstream from the corresponding gaging station. " \bar{Q} ": Average yearly discharge. "Qmax": Maximum discharge processed by the hydropower plant of the corresponding bypassed reach.

* Total Rhône section (*i.e.* not bypassed).

† Bypassed reaches.

§ The gauging station of Châteaufort includes the Fier tributary; the gauging station of Brens includes the Sérans tributary; the gauging station of Groslée includes the Guiers tributary (See. All stations are located in Total Rhône section).

¶ Frequencies are based on annual maximum instantaneous peak streamflow. Estimations of flood frequencies in bypassed reaches are estimated for a given return period as follow: discharge in the total Rhône section downstream of the bypassed reach minus the theoretical discharge running through the hydroelectric power plant at the same time according to the dam operation rules.

Data source: CNR.

Table 2.2. Caractéristiques générales des tronçons fluviaux étudiés.

1.2.4. Conséquences cumulées des phases d'aménagement sur le fonctionnement des vieux-Rhône.

Si, au XIX^e siècle, de nombreux tronçons fluviaux du Rhône présentaient une dynamique fluviale relativement active et un important transit sédimentaire, les deux grandes phases d'aménagements fluviaux que nous venons de décrire ont eu de fortes répercussions sur le fonctionnement de l'hydrosystème rhodanien. De la fin du PAG (*ca* 1850) à aujourd'hui, la mutation paysagère du fleuve est très forte. Cette véritable métamorphose fluviale est d'autant plus marquée dans les tronçons court-circuités du Rhône, qui ont par définition cumulé les deux phases d'aménagements (Annexe 1.1). Cela est tout particulièrement évident sur les tronçons où le fleuve développait un important réseau de chenaux latéraux au XIX^e siècle, comme par exemple les tronçons de Chautagne et de Brégnier-Cordon. La figure 2.4 propose une illustration schématique des principales modifications qui se sont opérées sur les tronçons court-circuités du fleuve, depuis le PAG.

Les travaux d'endiguement du XIX^e-XX^e siècles ont eu pour effet de concentrer les écoulements dans un chenal unique, plus étroit. En provoquant une augmentation locale de la puissance spécifique du cours principal, ces ouvrages latéraux ont largement contribué à initier l'enfoncement du lit mineur (Girardon, 1894 ; Alix, 1930 ; Moussa, 1946 ; Gaydou, 2013 ; Parrot, 2015). A titre d'exemple, Parrot (2015) mesure une incision moyenne de 1,66 m sur le tronçon du vieux-Rhône de Pierre-Bénite (Rhône-Moyen) entre 1898 (soit *ca* 60 ans après la construction des premiers endiguements submersibles) et 1968 (*i.e.* trois ans après la mise en place de la dérivation). L'enfoncement du lit mineur pour cette période n'est pas documenté pour les tronçons fluviaux du Haut-Rhône de notre étude. D'autre part, les endiguements ont fortement contribué à

fixer le tracé en plan du fleuve. En provoquant la fermeture prématurée des chenaux latéraux, au moins au niveau de leur extrémité amont, les endiguements ont également engendré la création de nombreux bras semi-lotiques voire lentiques. En limitant drastiquement la mobilité latérale du cours principal, ces ouvrages ont altéré sa capacité à générer de nouveaux bras et plus globalement à régénérer des milieux d'interface soustraits à la bande active. Dès lors, que ce soit du fait du piégeage des alluvions en arrière des digues, de l'abaissement des niveaux d'eau consécutifs à l'enfoncement du lit mineur (ou bien de la combinaison de ces deux facteurs), les chenaux latéraux et les marges alluviales de la plaine inondable se sont progressivement déconnectés du cours principal, à la fois dans les dimensions verticales et latérales. En parallèle de cette première phase d'aménagement fluvial, la combinaison d'autres facteurs agissant à l'échelle du bassin versant ont favorisé le tarissement des apports solides en provenance des affluents du fleuve, dès le milieu du XIX^e siècle. A ce titre, la fin de la péjoration climatique du PAG, la mise en œuvre de la politique de restauration des terrains en montagne, l'endiguement quasi-généralisé des rivières des Alpes françaises, et surtout la diminution de la pression agrosylvo-pastorale (*i.e.* déprise rurale engendrant la reconquête spontanée des versants par la végétation), ont fortement contribué à la diminution de la production de sédiments fins et grossiers des bassins versants amont (Bravard & Peiry, 1993 ; Liébault, 2003) et de leur transfert vers le Rhône.

Lors de la seconde phase d'aménagement, les ajustements hydromorphologiques attribuables à d'autres activités et infrastructures anthropiques sont venus se combiner à ceux que nous venons de décrire. A partir de la seconde moitié du XIX^e siècle, les prélèvements massifs de matériaux alluvionnaires au sein même des cours d'eau se sont généralisés à l'ensemble des affluents du fleuve. Ces extractions de sables et de graviers ont souvent contribué à générer des incisions prononcées à l'amont et à l'aval de ces tronçons via la production de zones de rupture du transit sédimentaire et/ou par le biais de la création d'un déficit en charge de fond. Les volumes extraits, localement, en une cinquantaine d'années, correspondent bien souvent à un volume "naturellement" transporté sur une dizaine d'années, voire plusieurs siècles par ces cours d'eau (*e.g.* Cortier & Couvert, 2001 ; Couvert *et al.*, 2002). Par conséquent, le réajustement de ces sites ne pourra que se faire que très lentement. Depuis 1994, les extractions de matériaux en lit mineur sont interdites, hors opérations d'entretien soumises à procédure d'autorisation du préfet. D'autre part, au cours de cette même période, la majorité des principaux affluents jurassiens, alpins et préalpins du fleuve ont eux mêmes été équipés d'ouvrages hydroélectriques. A l'instar de ce que nous allons évoquer à cet égard pour le cours du Rhône, ces aménagements ont renforcé la rupture du *continuum* sédimentaire et ont profondément perturbé le régime hydrologique des cours d'eau, soit par laminage des crues dans le cas des barrages réservoirs, soit par dérivation d'une part non négligeable du débit dans le cas des dérivations (Vivian, 1989). A titre illustratif de ces modifications du transport solide à l'échelle du bassin, Cortier & Couvert (2001) estiment à moins de $0,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ les apports actuels de matériaux grossiers au Rhône contre *ca* 10^6 m^3 au début du XX^e siècle. Ces mêmes auteurs annoncent une charge totale de MES estimée à environ $20 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ en 1950, contre *ca* $10 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ à la date de l'étude.

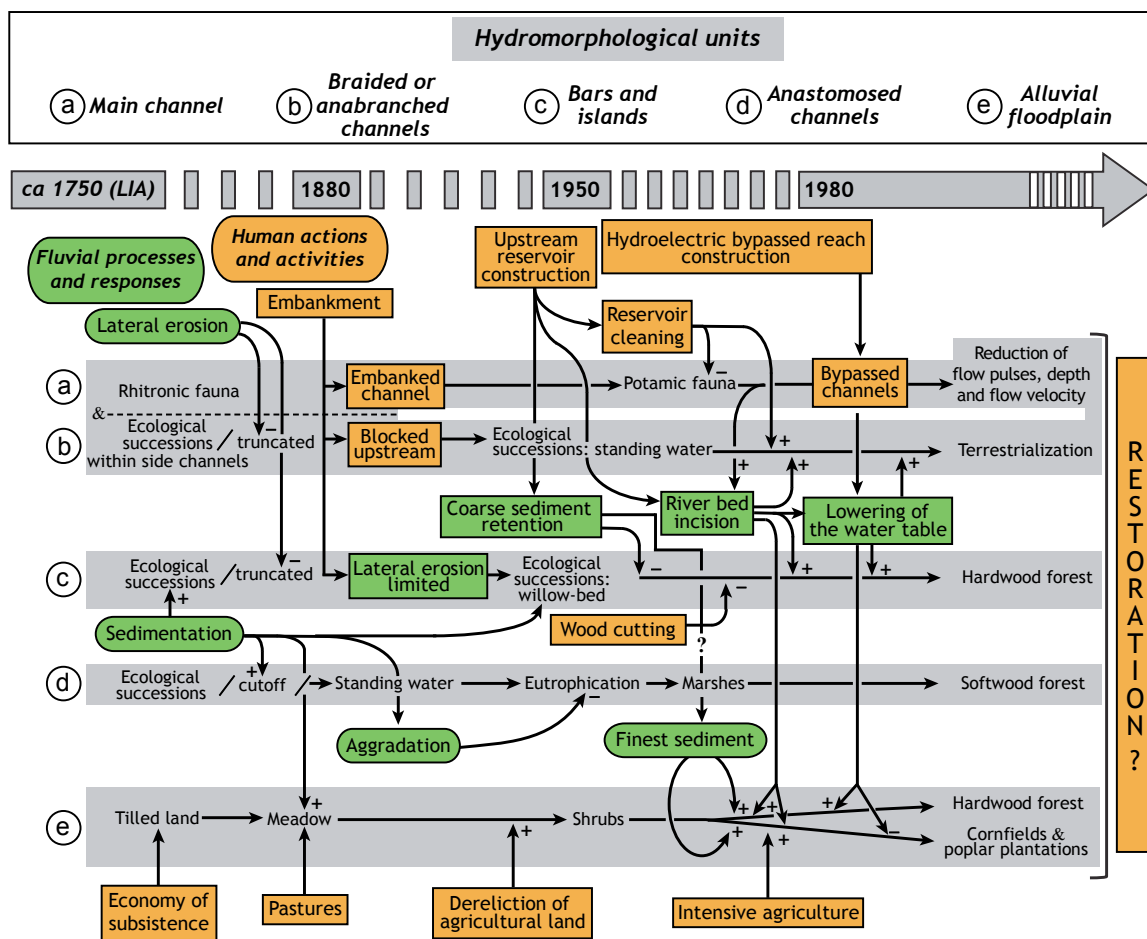


Figure 2.4. Modèle synthétique des interactions entre la dynamique fluviale et les sociétés à l'origine des modifications écologiques des tronçons court-circuités du Rhône, depuis le Petit Age Glaciaire (noté LIA ici) à aujourd'hui. L'exemple est tiré d'une analyse des changements qui se sont opérés sur l'ancien tronçon en tresses et en anastomosées de Brégnier-Cordon, sur le Haut-Rhône (Modifié et adapté d'après Roux *et al.*, 1989). Ce schéma peut-être généralisé à la plupart des tronçons court-circuités du Rhône. Les chenaux d'anastomosés (unité "d") n'étaient cependant pas présents sur l'ensemble des tronçons.

Dans ce contexte d'apports en charge de fond et en MES réduits, les barrages ont été établis sur le fleuve. Cette seconde phase d'aménagement est venue conforter l'ensemble des processus amorcés depuis la phase d'endiguement, à savoir : la poursuite à un rythme généralement moins rapide qu'auparavant de l'incision du lit mineur et de l'enfoncement de la nappe alluviale qui l'accompagne, le renforcement de la déconnexion entre les marges alluviales et le cours principal et la poursuite de l'atterrissement des bras restant encore en eau. L'édification des barrages de dérivations ont fortement modifié la structure la structure des habitats hydrauliques au sein du chenal principal (e.g. diminution des vitesses d'écoulement ou de la profondeur en eau). Ces aménagements ont également réduit la capacité de charriage du fleuve. Ce n'est en effet que pour des valeurs de débits en entrée d'aménagement excédant la crue centennale que la pente de la ligne d'eau dans le Rhône total au niveau de la retenue du barrage tend vers la pente pré-aménagement et que les ouvrages deviennent "transparents", vis-à-vis du transit des matériaux grossiers stockés dans la retenue (Cortier & Couvert, 2001 ; Parrot, 2015). Ainsi, pour des débits observés plus fréquemment, ces ouvrages tendent à diminuer fortement les possibilités de transit de la charge de fond dans les vieux-Rhône. Les modalités spécifiques de gestion des barrages de dérivation, telles

que nous venons de les décrire, sont quant à elles responsables d'une réduction importante de la fréquence et de la durée des pulsations hydrologiques morphogènes (Figure 2.3b). L'extrémité aval des vieux-Rhône est également très souvent influencée par le remous de la retenue suivante. Autrement dit, la pente hydraulique et de fait la capacité de transit des matériaux grossiers sont, au même titre que les retenues des barrages de dérivation, relativement plus faibles dans ces sections en dehors des très fortes crues. Dans ce cadre, une poursuite de l'incision du lit mineur après la mise en place des barrages est observée. Par exemple, sur les trois RCC du Haut-Rhône de notre étude, Parrot (2015) mesure une incision moyenne de 0,46 m ([min.; max.], -4,84 ; 4,51) sur le vieux-Rhône de Chautagne entre 1978 à 2009, de 0,32 m (-2,47 ; 0,74) pour Belley sur la période 1978-2010, et de 0,30 m (-1,79 ; 2,51) sur le vieux-Rhône de Brégnier-Cordon de 1972/1978 à 2008. D'après l'auteur, ces trois vieux-Rhône sont en voie de fixation, mais ils présentent tout de même la spécificité de posséder un transport de fond actif résiduel. De 1968 à 2006, le vieux-Rhône de Pierre-Bénite s'est incisé, quant à lui en moyenne de 1,57 m (-4,02 ; 1,70). A l'instar de la plupart des RCC du Rhône en aval de Lyon, pour lesquels les aménagements sont plus vieux et les travaux d'endiguement beaucoup plus nombreux, ce tronçon fluvial présente un pavage marqué et un transport par charriage très faible (*ibid.*).

Enfin, si les barrages de dérivation ont une influence négligeable sur le transit des MES, cela n'est évidemment pas le cas des barrages de haute chute, tels les aménagements de Verbois et de Génissiat. En effet, l'Arve délivre environ $0,5 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ dont une importante partie est piégée dans la retenue de Verbois, puis celle de l'aménagement franco-suisse de Chancy-Pougny. Visant principalement la prévention des risques d'inondation des bas quartiers de la ville de Genève, 21 chasses ont été réalisées entre 1945 et 2012. Ayant lieu tous les trois à quatre ans de 1945 à 2003, neuf années séparent l'antépénultième (*i.e.* 2003) de la chasse de juin 2012, seule opération de ce type effectuée à ce jour après la restauration des bras morts faisant l'objet de notre étude. Même si ces événements spécifiques sont de mieux en mieux gérés techniquement, ils ont de fortes répercussions physiques (*e.g.* concentrations en MES très élevées [*ca* 50 g.L⁻¹ en 2012] et colmatage des zones interstitielles du lit), chimiques (*e.g.* abaissement drastique de l'oxygène dissous, augmentation des flux de substances toxiques) et biologiques (*e.g.* mortalités spectaculaires de poissons), notamment sur le Haut-Rhône (Coulet *et al.*, 1997). Les vieux-Rhône sont préservés de ces opérations du fait de la fermeture des barrages de dérivation. Néanmoins, il est indéniable que les opérations de chasses menées avant la mise en place des RCC ont du avoir un rôle important sur le comblement des bras de ces tronçons en particulier (*e.g.* Roux *et al.*, 1989).

Autrefois fleuve puissant à transport solide important et doté d'une dynamique latérale active à l'origine d'une diversité de milieux latéraux, le Rhône a progressivement été maîtrisé et régulé. Au cours des deux derniers siècles, le fonctionnement de l'hydrosystème a été simplifié et son lit est à présent en grande partie figé. De manière globale, l'affaiblissement des interactions entre le fleuve et sa plaine inondable et l'homogénéisation des conditions d'habitat ont entraîné une diminution de la diversité des biocénoses (Coulet *et al.*, 1997 ; Fruget & Michelot, 1997 ; Fruget, 2003). Le fleuve n'est plus capable de créer de nouveau bras et les derniers tendent progressivement à disparaître. Les bras totalement atterrés ne remplissent plus les fonctions et les services pouvant être associés aux chenaux latéraux fonctionnels (*cf.* §3.1.2, Chapitre 1) et les effectifs des espèces

inféodés à ces milieux déclinent. Les formations pionnières, des unités de transition entre la bande active et le reste de la plaine inondable, disparaissent au profit de stades plus matures. La forêt alluviale tend progressivement vers une forêt à bois durs (Piégay *et al.*, 1997 ; Klingeman *et al.*, 1998 ; Olivier *et al.*, 2009). Suite à la mise en débits réservés, les effectifs des espèces du chenal principal des vieux-Rhône affectionnant les habitats rapides et profonds (*i.e.* les espèces dites "fluviales") ont fortement chutés, du fait de la raréfaction de ces habitats. Cette tendance est alors d'autant plus marqué que la valeur des débits minimums est faible (*e.g.* cas des vieux-Rhône de Chautagne et de Pierre-Bénite par exemple), et moins important là où les débits minimums sont plus forts (*e.g.* cas des vieux-Rhône Belley et Brégnier-Cordon) [Olivier *et al.*, 2013].

2. Le programme de restauration des tronçons court-circuités du Rhône et le suivi scientifique des opérations réalisées

En réponse à la prise de conscience de la dégradation de l'hydrosystème rhodanien, un programme de restauration de certaines sections court-circuitées du fleuve et un suivi scientifique des actions réalisées dans ce cadre sont menés sur le Rhône depuis la fin des années 1990. Cette nouvelle démarche de gestion du fleuve associe à la fois des objectifs écologiques et socio-culturels (*e.g.* Lamouroux *et al.*, 2015). Le nombre et l'étendue spatiale cumulée des tronçons fluviaux et des bras concernés par le programme de restauration, la stratégie d'évaluation multidisciplinaire et multi-compartiment des effets de la restauration qui s'y pratique, ainsi que l'importance des montants financiers et du nombre d'acteurs impliqués, confèrent au programme de restauration du fleuve et à son suivi scientifique un caractère unique à l'échelle internationale. C'est dans ce cadre que s'inscrit le suivi hydromorphologique des bras restaurés.

2.1. Origine et organisation institutionnelle de la restauration du fleuve

Les avancées cognitives réalisées au cours des années 1980-1990, notamment dans le cadre du PIREN-Rhône (Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'ENVironnement) lancé par le CNRS en 1979 sur le Haut-Rhône français (Roux, 1982b), ou bien encore celles réalisées dans le cadre d'un programme d'étude du fleuve lancé par le comité de bassin en 1988 (AE RMC, 1996), ont permis : de mieux cerner le fonctionnement et les pressions subies par le fleuve et ses marges, de définir son état de dégradation et d'énoncer les premiers principes de gestion et de restauration envisageables. Ces nouveaux regards portés sur le fleuve, la montée en puissance des préoccupations environnementales et la volonté des communautés riveraines de retrouver "un fleuve vif et courant" ont constitué un réel moteur pour la mise en place de la restauration du fleuve (Stroffek *et al.*, 1996 ; Bravard, 2006 ; Barthélémy & Souchon, 2009 ; Bouleau, 2014 ; Barthélémy & Armani, 2015 ; Lamouroux *et al.*, 2015). Identifiés dès 1992 dans le cadre du Plan d'Action Rhône pour leur fort potentiel écologique, les tronçons court-circuités du fleuve ont été intégrés au SDAGE RMC de 1996-2009 comme tronçons prioritaires de restauration. Celle-ci débute officiellement en 1998, sous l'appellation "Programme Décennal de Restauration Hydraulique et Ecologique du Rhône" (Guilhaudin, 1992 ; Stroffek *et al.*, 1996 ; Piégay *et al.*, 1997). Ce projet d'envergure, toujours en cours de réalisation, est intégré depuis 2007 au Plan Rhône.

Le Plan Rhône 2007-2013 est un contrat de projets interrégional donnant un cadre général aux différentes actions menées pour une gestion intégrée du fleuve et de ses abords sur l'ensemble de son linéaire (Collectif, 2005). Il promeut une approche globale et concertée pour le développement durable de la vallée du Rhône au regard des multiples usages et fonctions du fleuve. Les principaux enjeux sont abordés selon six volets thématiques à partir desquels les objectifs généraux du plan sont déclinés (patrimoine et culture ; prévention des risques liés aux inondations ; qualité des eaux, ressource et biodiversité ; énergie ; transport fluvial et tourisme). Il constitue le principal outil de mise en œuvre du SDAGE 2010-2015 et de son programme de mesures (AE RMC, 2010a, 2010b). La restauration du fleuve est intégrée au volet "Qualité des eaux, Ressource, Biodiversité" qui comporte cinq principaux objectifs opérationnels et scientifiques : lutter contre la micropollution qui menace l'atteinte du bon état des masses d'eau associées au fleuve ; poursuivre et amplifier la restauration fonctionnelle des tronçons court-circuités et des secteurs artificialisés ; rétablir progressivement la circulation des poissons migrateurs ; améliorer la connaissance du fleuve ; mettre en œuvre les modalités de gestion et de valorisation en conformité avec les règlements européens.

Le suivi multidisciplinaire mené en parallèle des opérations de restauration (<http://restaurationrhone.univ-lyon1.fr/>) constitue un programme de recherche scientifique structurant au sein de la Zone Atelier Bassin du Rhône (créée par le CNRS en 2001, <http://www.graie.org/zabr/index.htm>) et soutenu par de nombreux partenaires financiers (l'Agence de l'Eau RMC, la CNR, l'Union Européenne via le Fond Européen de Développement Économique Régional distribué en Rhône-Alpes) parmi d'autres partenaires locaux et institutionnels. Ce programme d'accompagnement scientifique des opérations de restauration du fleuve a été récemment reconduit pour un nouveau quadriennal (2014-2018) sous l'appellation "RhônEco" (Olivier *et al.*, 2013). Le suivi scientifique de la restauration du fleuve profite également des avancées cognitives réalisées dans le cadre de récents programmes de recherche tels que l'Observatoire des Sédiments du Rhône (créé en 2009, <http://www.graie.org/osr/>) ou l'Observatoire Homme-Milieus Vallée du Rhône (créé par l'INEE-CNRS en 2010, <http://www.ohm-vr.org/>). Plus spécifiquement, le suivi du fonctionnement hydromorphologique des bras restaurés s'inscrit dans l'axe de réflexion transversal "Flux, formes, habitats, biocénoses" de la ZABR.

2.2. Objectifs et stratégies de la restauration

La reconquête du fleuve et de ses marges est principalement axé sur la restauration de l'habitat physique et repose sur deux principales mesures : (i) la modification raisonnée du régime des débits réservés doit permettre de redonner un caractère "vif et courant" aux vieux-Rhône concernés ; (ii) la remise en eau de certains bras du fleuve vise à augmenter la diversité d'habitats dans les plaines inondables des sections du fleuve concernées et à favoriser les espèces caractéristiques de ces milieux. En favorisant la diversité et l'hétérogénéité des habitats du lit mineur et du lit majeur, ces deux actions complémentaires visent à améliorer le fonctionnement écologique des tronçons fluviaux ciblés (*e.g.* Lamouroux *et al.*, 2015). Le rétablissement de la circulation des espèces migratrices, telles que l'alose, l'anguille ou bien encore les lamproies fluviale et marine, constitue un troisième ensemble de mesures (*e.g.* Zylberblat *et al.*, 2011) que nous n'aborderons pas.

Huit tronçons court-circuités du fleuve (*ca* 120 km de linéaire), identifiés comme prioritaires, sont actuellement concernés par le programme de restauration. Le tronçon "pilote" de Pierre-Bénite sur le

Rhône moyen et les tronçons de Chautagne, de Belley et de Brégnier-Cordon sur le haut-Rhône, faisant l'objet de cette étude, ont d'ores et déjà été restaurés (ca 47.3 km). Les actions de restauration des débits réservés et des bras devant être entreprises sur les quatre autres tronçons prioritaires (Miribel-Jonage, Péage-de-Roussillon, Montélimar et Donzère-Mondragon ; ca 72.7 km) se trouvent actuellement à des états d'avancement variés (cf. Chapitre 6).

2.2.1. Le relèvement des débits réservés

Le relèvement des débits réservés a pour principale vocation d'agir sur la structure des habitats hydrauliques au sein du chenal principal des vieux-Rhône. Ce levier constitue un compromis entre la production énergétique et l'atteinte d'objectifs paysagers et écologiques.

En modifiant certains paramètres clés contrôlant l'habitat physique des organismes aquatiques tels que la vitesse d'écoulement, la profondeur, la largeur et les contraintes de cisaillement sur le fond, l'augmentation des débits réservés doit avant tout permettre de recouvrer des communautés biologiques caractéristiques de milieux lotiques (e.g. Lamouroux *et al.*, 2006 ; Mérigoux *et al.*, 2009). En ce sens, le potentiel de restauration des différents vieux-Rhône a parfois été évalué à partir de simulations reposant sur la mise en relation de modèles hydrauliques, permettant d'évaluer l'évolution des caractéristiques hydrauliques du chenal principal pour différentes valeurs de débit à l'échelle du tronçon, et des modèles de préférences d'habitat des poissons, liant attributs hydrauliques à l'échelle des micro-habitats et certains indices caractérisant les peuplements piscicoles (e.g. Lamouroux *et al.*, 1999). Le choix final des nouvelles valeurs de débit réservé est un compromis entre les gains écologiques attendus et les pertes économique-énergétiques imputables à l'augmentation des débits réservés. A ce titre, afin de limiter ces pertes, de Petites Centrales Hydroélectriques (PCH) permettant de turbiner les débits minimaux ont été construites à proximité des barrages, à l'exception de Brégnier-Cordon où cette installation existait déjà (Doutriaux *et al.*, 2004). Enfin, bien que cela n'ait pas été exprimé explicitement dans le projet de restauration initial, certaines espèces ripariennes peuvent également profiter de l'élévation du niveau de la nappe d'accompagnement consécutif à l'augmentation des débits minimaux (Piégay *et al.*, 1997 ; Doutriaux *et al.*, 2004 ; Singer *et al.*, 2014 - cf. Annexe 2.2).

En dehors des actions réalisées dans le cadre du programme de restauration, on notera que depuis le 1^{er} Janvier 2014, en application de la Loi sur l'Eau et les Milieux Aquatiques de 2006 (LEMA), le débit minimal a été relevé sur l'ensemble des vieux-Rhône du fleuve pour lesquels le débit réservé n'avait pas été encore augmenté à cette date. Sur ces tronçons, le débit a été relevé à une valeur équivalente au minimum au 1/20^{ème} du débit moyen interannuel du Rhône total en entrée de chaque aménagement.

2.2.2. La restauration des chenaux latéraux

Dans les années 1980, avant même la mise en place du programme de restauration, plusieurs opérations de restauration de bras morts reposant sur des actions mécaniques (e.g. débroussaillage, curage) ont été réalisées sur le corridor rhodanien (Poinsart, 1992 ; Arnoud, 2011). La majorité de ces travaux est liée à la prise de conscience de la CNR de l'intérêt de préserver la débitance des chenaux latéraux (Bravard, 2006). La restauration de la capacité hydraulique des chenaux latéraux apparaît alors comme un moyen de participer à la politique de non aggravation des lignes d'eau en crue,

incombant à la CNR dans le cadre de ses obligations relatives à la gestion du risque d'inondation sur le domaine concédé. Ce n'est qu'au début des années 1990 que des objectifs écologiques et des procédures de suivi commencent à être associés à ces travaux (*e.g.* Henry & Amoros, 1995). On peut citer comme exemple de sites pilotes en la matière la restauration de la lône de Chantemerle sur le Rhône total entre les aménagements de Belley et de Brégnier-Cordon (Henry & Amoros, 1994a ; Henry & Amoros, 1994b), ou encore la restauration de la lône de Rossillon localisée sur le vieux-Rhône de Brégnier-Cordon (Henry *et al.*, 1995 ; Henry & Amoros, 1996 ; Henry *et al.*, 2002). Ces actions ont largement profité de l'essor des connaissances relatives à la dynamique éco-hydromorphologique des chenaux latéraux à l'échelle du bassin rhodanien produites, entre autres, dans le cadre du PIREN-Rhône et plus récemment à partir du projet n°25 "Aide au diagnostic du fonctionnement des zones humides fluviales" du Programme National de Recherche sur les Zones Humides [PNRZH, 1997-2001](Amoros, 2000).

C'est dans la continuité de ces initiatives locales de rajeunissement "artificiel" de bras morts que le programme de restauration a été mis en œuvre. Sa principale originalité repose sur le fait qu'il met en jeu des actions de restauration sur de multiples bras au sein de chaque tronçon court-circuité ciblé. Ce niveau d'ambition a donné lieu à la production d'une réelle stratégie d'action qui est raisonnée et expérimentée dès la fin des années 1990 sur le tronçon pilote de Pierre-Bénite (Amoros, 2001). L'approche s'appuie sur l'identification de paramètres physiques clés sur lesquels les maîtres d'ouvrage peuvent agir de manière à recouvrer un certain niveau de diversité de conditions d'habitat. L'objectif général d'une diversification des conditions de milieux peut se décliner à deux principales échelles spatiales : (i) entre les bras à l'échelle d'un même tronçon (*i.e.* déclinable en termes de diversité bêta ; *cf.* §2.4, Chapitre 1) et parfois (ii) à partir d'une diversification des mésohabitats à l'intérieur des bras eux-mêmes (*i.e.* déclinable en termes de diversité alpha).

Dans son argumentaire, Amoros (2001) démontre que l'hétérogénéité inter-bras peut-être maximisée à l'échelle de la plaine d'un tronçon donné en agissant sur trois principaux paramètres : la fréquence et l'intensité (*e.g.* les vitesses d'écoulements) des perturbations engendrées par les crues, la connectivité hydrologique de surface et l'origine de l'eau (*e.g.* alimentation phréatique). A l'échelle de la zone en eau des bras morts (*i.e.* intra-bras), cette diversification peut-être obtenue à partir de la variabilité des profondeurs en eau, des faciès d'écoulement et de la composition granulométrique du substrat résultant des deux premiers paramètres sus-cités. Autrement dit, il s'agit de recréer à partir d'actions mécaniques une diversité "fonctionnelle" de chenaux latéraux (*i.e.* bras lotiques et semi-lotiques) disposant de régimes de connectivité latérale (*i.s.*) variés. Si la diversité fonctionnelle inter-bras a été quasi-systématiquement instaurée à l'échelle du tronçon restauré, la recherche d'une diversité intra-bras ne s'est pas généralisée à l'ensemble des sites. Ce cadre théorique général a été validé sur le tronçon de Pierre-Bénite (Amoros *et al.*, 2005), puis appliqué par la suite aux bras des tronçons ciblés du Haut-Rhône.

Ainsi, la restauration des chenaux latéraux du Rhône correspond indéniablement à une démarche dite "active" reposant sur des modifications structurelles obtenues à partir d'actions mécaniques. En effet, à l'instar des pratiques observées dans la majorité des projets de restauration de plaines alluviales fortement anthropisées de grands cours d'eau (*cf.* §3.3.2, Chapitre 1), cette stratégie s'inscrit clairement dans un référentiel statique, conversationniste, où l'on agit sur les formes à partir de travaux de génie civil plutôt que sur les processus.

On notera que depuis le lancement en 2003 de ses Missions d'Intérêt Général (MIG), la Compagnie Nationale du Rhône a aussi restauré d'autres bras morts du fleuve en dehors du cadre du programme de restauration, tel que nous venons de le définir. Certaines de ces actions ont donné lieu à des suivis réalisés par des équipes universitaires, telle que la restauration de la lône Pillet en 2008 dans le secteur de Vallabrègues sur le Bas-Rhône (Provansal & Bravard, 2009 ; Provansal *et al.*, 2012).

2.3. La restauration en pratique : travaux réalisés sur les tronçons et les bras étudiés

La restauration de nos quatre tronçons d'étude a été réalisée entre 1999 et 2006 pour un coût global d'environ 53 millions d'euros (M€), dont *ca* 16 M€ pour le tronçon pilote de Pierre-Bénite (restauré en 1999-2000) et *ca* 37 M€ pour les tronçons de Chautagne (2004), Belley (2005) et Brégnier-Cordon (2006) sur le Haut-Rhône (Barthélémy & Armani, 2015). Ces estimations incluent, entre autres, le coût imputable au relèvement des débits réservés et à la restauration d'un total de 24 chenaux latéraux. La présélection des bras à restaurer a été réalisée à partir de l'inventaire des anciens bras du fleuve réalisé par Henry & Amoros (1999) sur l'ensemble du Rhône français. La question de la sélection finale des bras et des modalités de restauration retenues pour chaque site est complexe. Elle est le fruit des nombreuses discussions impliquant les représentants des collectivités locales et de l'Etat, les Associations Agréées de Pêche et de Protection du Milieu Aquatique (AAPPMA) et les syndicats de rivière concernés (le SMIRIL pour Pierre-Bénite et le SHR pour les tronçons de Chautagne, Belley & Brégnier-Cordon), l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, les ingénieurs de la Compagnie Nationale du Rhône et les scientifiques. A l'échelle d'un bras, le choix des modalités de restauration dépendent en grande partie du contexte local et des opportunités offertes par chaque site. Par exemple, la création de chenaux secondaires actifs n'est envisagée que lorsque la pente locale est suffisante, permettant d'assurer l'identité lotique du bras. Du fait de la relative rareté des zones aquatiques oligotrophes à l'échelle du fleuve, l'alimentation par les eaux phréatiques a été promue, lorsque cela était techniquement possible.

Les travaux de restauration des chenaux latéraux de Pierre-Bénite se sont achevés au cours de l'été 1999 (Table 2.4). Le débit réservé transitant dans ce vieux-Rhône a été augmenté en août 2000, permettant le passage d'un débit minimal initialement modulé entre 10 et 20 m³.s⁻¹ à un débit à 100 m³.s⁻¹, sans modulation saisonnière (Table 2.3.). Sur les tronçons du Haut-Rhône, les travaux de génie civil ont été réalisés en début d'année civile et les relèvements des débits réservés ont été effectués au cours du mois de juillet de la même année. Ces travaux ont eu lieu successivement en 2004 pour le secteur de Chautagne, en 2005 pour celui de Belley, puis en 2006 pour le tronçon de Brégnier-Cordon. Pour le tronçon de Chautagne, le débit minimal est passé de 10 à 20 m³.s⁻¹ à des valeurs comprises entre 50 et 70 m³.s⁻¹. Sur Belley, ils sont passés de 20 à 60 m³.s⁻¹ à des valeurs modulées saisonnièrement entre 60 et 100 m³.s⁻¹. Le débit réservé du vieux-Rhône de Brégnier-Cordon (2006) se trouvait déjà élevé par rapport aux autres vieux-Rhône, notamment du fait de la forte opposition locale des associations de pêcheurs aux projets de dérivation au milieu des années 1980 (Bravard, 2006). Ainsi, les valeurs de débit réservé sont restées inchangées. Toutefois, un débit minimum de 65 m³.s⁻¹ en amont de la confluence du fleuve avec le Guiers est désormais assuré, au lieu de 25 m³.s⁻¹ avant restauration. On notera que la proportion des débits réservés post-restauration par rapport au module interannuel des tronçons non court-circuités adjacents est bien plus élevée que celle imposée par la LEMA [*i.e.* 1/20^{ème} du module] (Table 2.3).

Reach	Period	Minimum flow (m ³ .s ⁻¹)												Flow restoration	\bar{Q} prop.†	
		Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.		min.	max.
CHAU	Before	10	10	10	10	10	20	20	20	20	20	20	10	-	1/40 ^e	1/20 ^e
	After	50	50	50	50	70	70	70	70	50	50	50	50	Jul. 2004	1/8 ^e	1/6 ^e
BELL	Before	25	25	25	28	28	28	60	60	60	28	28	25	-	1/17 ^e	1/7 ^e
	After	60	60	90	100	90	80	80	80	60	60	60	60	Jul. 2005	1/7 ^e	1/4 ^e
BREG	Before*	80	80	80	100	100	150	150	150	100	100	80	80	-	1/6 ^e (1/18)	1/3 ^e (1/18)
	After*	80	80	80	100	100	150	150	150	100	100	80	80	Jul. 2006	1/6 ^e (1/7)	1/3 ^e (1/7)
PBE	Before	10	10	10	20	20	20	20	20	10	10	10	10	-	1/103 ^e	1/52 ^e
	After	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	Aug. 2000	1/10 ^e	1/10 ^e

*After restoration a legal minimal flow of 65 m³.s⁻¹ is guaranteed between the dam of Champagneux and the confluence of the bypassed main channel of Brégnier-Cordon with the Guiers (tributary), instead of 25 m³.s⁻¹ before restoration.

† Proportion of the averaged yearly discharge. The values given in brackets for BREG refer to the river reach located between the dam of Champagneux and the confluence of the bypassed main channel of Brégnier-Cordon with the Guiers (tributary).

Table 2.3. Valeurs des débits réservés transitant dans les vieux-Rhône étudiés avant et après restauration ("CHAU" : Chautagne ; "BELL" : Belley ; "BREG" : Brégnier-Cordon ; "PBE" : Pierre-Bénite).

Le relèvement du débit réservé (Table 2.3) a eu une incidence très variable sur la ligne d'eau du chenal principal, selon les tronçons fluviaux et les bras considérés. Les gains en hauteur d'eau imputables à cette mesure (Table 2.4) n'ont généralement pas été jugés suffisants pour assurer une remise en eau conséquente des bras (CNR, 1998, 2000 ; Amoros, 2001 ; Moiroud & Zylberblat, 2006). Ainsi, dans la plupart des cas, les chenaux latéraux à restaurer ont été recreusés de manière à augmenter leur volume aquatique (*i.e.* leur capacité d'accueil). En outre, pour recréer une diversité de fonctionnement physique des bras à l'échelle des différentes plaines considérées (*cf.* §2.2.2, ce chapitre), la CNR, en tant que maître d'œuvre et maître d'ouvrage, a eu recours à différentes techniques de génie civil et végétal. De manière à permettre la mise en pratique de cette ligne directrice conceptuelle de la restauration des bras, ces procédés ont été mis en œuvre de manière adaptative pour prendre en compte les potentialités et spécificités de chaque bras (CNR, 1998, 2000 ; Moiroud & Zylberblat, 2006). Sur un total de 24 bras restaurés sur nos quatre tronçons d'études, nous ne considérerons dans la suite de notre propos que 17 d'entre eux, auxquels s'ajoute la lône de Chantemerle qui a fait l'objet de travaux avant le programme de restauration.

Les caractéristiques physiques générales de ces 18 chenaux latéraux et le résumé des travaux de restauration menées sur ces sites sont présentés dans la table 2.4. La figure 2.5 localise ces chenaux latéraux à l'échelle des tronçons étudiés. Tous sont d'anciens chenaux tressés, d'anastomoses ou d'anabranches (*cf.* §1.2.1., ce chapitre). Sur ces 18 bras, 15 ont été rajeunis artificiellement à partir d'un curage des alluvions fines et/ou grossières. (i) Sept bras morts étaient avant travaux totalement isolés du fleuve par des bouchons alluviaux à leurs extrémités amont et aval et ont été reconnectés à leur extrémité aval (MALO, BEAR, GRAN, MOLO, PONT, JARI, TABL ; *cf.* Table 2.4 pour la signification des abréviations utilisées pour désigner les bras). (ii) Quatre bras morts étaient, avant travaux, connectés à leur extrémité aval et ont seulement fait l'objet d'un rajeunissement par curage (BROT, LUIS, MOIR, FOUR), afin d'augmenter l'intensité des échanges entre les bras et le chenal

principal. (iii) Quatre bras ont été reconnectés à leurs extrémités amont et aval de manière à créer des chenaux secondaires actifs (ENIL, VACH, MATH and CISE). (iv) Trois autres bras ont fait l'objet d'amélioration mineure (LUCE, CHAN & CERI). Depuis une intervention de la CNR datant de 1997, LUCE est alimenté à l'amont, via deux buses de 100 cm de diamètre. En 1999, une brèche a également été réalisée dans la digue submersible située à l'aval du bras. Dans la continuité de ces efforts d'optimisation des conditions d'écoulement dans le bras, le passage à gué busé (deux buses de 80 cm de diamètre) situé dans la partie centrale de ce chenal secondaire actif a été abaissé et les buses ont été remplacées. Pour CHAN, le bouchon alluvial qui s'était formé naturellement à l'amont du bras a été retiré mécaniquement en 1989 de manière à recréer un chenal actif secondaire. En 1993, un passage à gué busé (deux buses de 60 cm de diamètre) a été construit au niveau de l'extrémité amont du bras et le bras a été curé au cours de l'hiver 1993-1994. Finalement, en 2003, le passage à gué busé a été remblayé de manière à créer un bouchon alluvial artificiel visant à protéger le bras des opérations de chasse du barrage de Verbois réalisées la même année. CERI n'a subi une opération de curage que très localement (*ca* 100 m), au niveau de la confluence du bras mort avec un petit tributaire (la Bièvre).

Les travaux de terrassement ont permis d'augmenter le volume de la zone en eau permanente, parfois associé avec un allongement ou un élargissement de cette dernière. Lorsque ces bras étaient encore en eau et suffisamment larges et profonds, les travaux ont été réalisés par voie aquatique et les sédiments enlevés par succion (Figure 2.6a). Ce type d'intervention a l'avantage de préserver les berges et les espèces remarquables qui y sont établies et de limiter la perturbation du milieu. Lorsque les conditions ne le permettaient pas (*e.g.* hauteur d'eau initiale insuffisante, difficultés d'accès des engins, bras totalement perché), les bras ont été recreusés à l'aide de pelles mécaniques (Figure 2.6b). Dans certains cas, les travaux de terrassement ont également permis de modeler certains types d'habitats spécifiques (*e.g.* roselières aquatiques, cariçaias, mares, îles) de manière à renforcer l'hétérogénéité des conditions environnementales à l'intérieur des bras. Lorsque cela était techniquement réalisables (*i.e.* foncier, emprise du fond des bras avant travaux), les berges ont été recalibrées (Figure 2.6.c et d) pour améliorer le fonctionnement de ces zones écotones.

Le génie biologique a également été mis à contribution sur de nombreux sites (Figure 2.6e et f). Cet ensemble de techniques a été utilisé pour protéger localement les berges d'éventuels processus d'érosion latérale des bras, voire d'affaissement gravitaire des berges (*i.e.* fascines de saules et palissades de pieux jointifs, bouturage de saules), ou bien encore pour limiter la prolifération des espèces végétales invasives dans les milieux neufs (*i.e.* espèces exotiques telles que l'érable *Negundo* [*Acer Negundo*] ou les renouées [*Reynoutria japonica* ou *R. sachalinensis*]) à partir de la plantation d'hélophytes et de jeunes plants forestiers parmi d'autres types d'ensemencement. A ce titre, les bras restaurés ont fait l'objet d'un entretien annuel voire biennal de la végétation les premières années post-travaux (*i.e.* entretien des saules, fauchage des surfaces semées, bûcheronnage, gestion des espèces rivulaires invasives). La restauration des trois bras du tronçon de Pierre-Bénite a coûté 3,201M€. Les actions de restauration entreprises sur l'ensemble des bras concernés sur les tronçons du Haut-Rhône entre 2004 et 2006 (total de 21 bras restaurés) ont coûté 4,073 M€ euros (Arnould, 2011). Cela correspond à une gamme de coûts s'étendant d'environ cent mille à un million d'euros par kilomètre de bras restauré. Ces variations dépendent des contraintes de site, des objectifs visés et de la nature des actions entreprises. Les coûts de la végétalisation et de l'entretien post-restauration de la végétation représentent environ 15 à 20 % des coûts totaux (Moiroud & Zylberblat, 2006).

Reach code	Floodplain channel	Floodplain channel code	Year of restoration	Type of permanent connectivity *		Type of restoration works †				Key physical parameters									
				Before restoration (T-x)	After restoration (T+x)	Dred.	Reconnection	Minor impr.	Min. Q incr.	T.V.E § (m³)	W.L.R. ¶ (cm)		T.L. ‡ (m)	L.W. ** (m)		A.W. †† (ha)		G.S. §§	
											Upstr.	Down.		T-x	T+x	T-x	T+x		
CHAU	Malourdie	MALO	2004	isol.	down.	x	-	x	-	x	12 200	0.78	0.69	750	300	750	0.1	0.75	+
CHAU	Brotalet	BROT	2004	down.	down.	x	-	-	-	x	38 900	0.13	0.11	830	350	790	0.7	2	~
BELL	Luisettes	LUIS	2005	down.	down.	x	-	-	-	x	4 040	0.48	0.20	2 705	2 100	2 650	1.1	1.5	~/up.
BELL	Moiroud	MOIR	2005	down.	down.	x	-	-	-	x	4 760	0.38	0.20	1 080	500	750	0.2	0.5	~/up.
BELL	Fournier	FOUR	2005	down.	down.	x	-	-	-	x	14 000	0.45	0.72	800	550	750	0.7	1.1	~/up.
BELL	Béard	BEAR	2005	isol.	down.	x	-	x	-	x	6 200	?	0.72	700	30	650	0.02	0.4	+
BELL	Lucey	LUCE	1997/1999 / 2005	up-down.	up-down.	-	-	-	1	x	0	0.62	0.37	1 295	1 295	1 295	2	2	0
BELL	En l'île	ENIL	2005	isol.	up-down.	x	x	x	-	x	11 000	0.61	0.57	650	20	630	0.02	0.7	0
BELL	Chantemerle	CHAN	1989/1993/ 2003	down.	down.	x	-	-	-	-	18 000	-	-	950	950	950	2.8	2.2	0
BREG	Granges	GRAN	2006	isol.	down.	x	-	-	-	x	16 200	0.56	0.49	1175	50	550	0.01	0.2	~
BREG	Vachon	VACH	2006	down.	up-down.	x	x	-	-	x	6 085	0.47	0.41	875	575	875	6	1.3	0
BREG	Cerisiers	CERI	2006	down.	down.	-	-	-	2	-	850	-	-	950	950	950	1.9	1.9	0
BREG	Mathan	MATH	2006	isol.	up-down.	x	x	x	-	-	46 000	-	-	1 750	800	1 750	0.08	1.15	0
BREG	Molottes	MOLO	2006	isol.	down.	x	-	x	-	-	8 218	-	-	1 520	70	230	0.2	1.1	~/up.
BREG	Ponton	PONT	2006	isol.	down.	x	-	x	-	-	4 452	-	-	580	195	290	0.2	0.2	~/up.
PBE	Ciselande	CISE	1999-2000	isol.	up-down.	x	x	x	-	x	49 000	0.76	0.72	1 175	0	1 025	0	1.8	0
PBE	Jaricot	JARI	1999-2000	isol.	down.	x	-	x	-	x	65 000	0.73	0.53	1 500	500	740	?	1.1	++
PBE	Table-Ronde	TABL	1999-2000	isol.	down.	x	-	x	-	x	65 000	-	0.30	1 800	0	275	0	0.7	0

* up-down: connected at its upstream and downstream ends; down.: connected only at its downstream end; isol.: fully isolated.

† Dred.: dredging; Minor impr.: minor improvements (1: Culvert resizing / ford lowering; 2: local dredging; see text §2.4., this chapter for further details); Min. Q incr: minimal flow increased in the bypassed reach.

§ Total Volume of Excavated alluvium (data from CNR).

¶ Estimation of the Water Level Rise attributed to the increase of the minimum flow in the main channel close to the extremities of floodplain channels. It refers to the elevation differential between the waterline observed for the maximum monthly value of the minimal flow after restoration (see Table 2.3) and the waterline corresponding to the minimal flow value observed for the same month before restoration [see Table 2.3] (data from CNR).

‡ Total Length of floodplain channels (*i.e.* including the permanent aquatic area and the alluvial plug) (data from CNR).

** Length of Waterbodies (data from CNR).

†† Area of Waterbodies (data from CNR).

§§ Groundwater Supply: "++": very high, "+": high, "~": moderate; "up.": exclusively in the upstream part of the waterbody; "0": no supply (data from Olivier *et al.*, 2014).

Table 2.4. Caractéristiques générales des bras étudiés et des actions de restauration réalisées. La signification des codes tronçons est donnée dans la table 2.3.

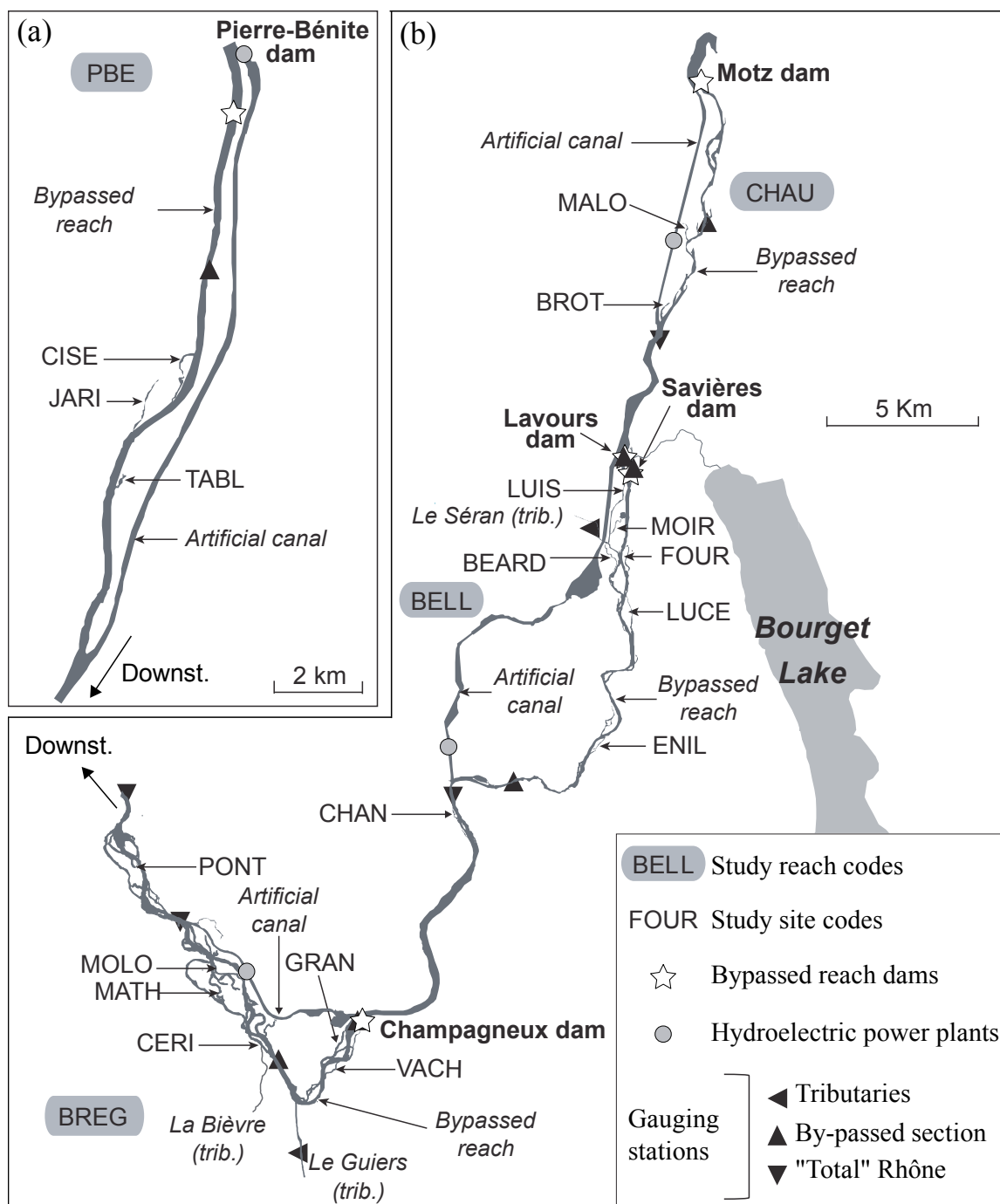


Figure 2.5. Localisation des stations hydrométriques utilisées et des bras suivis. (a) Tronçon de Pierre-Bénite sur le Rhône moyen et (b) de Chautagne (CHAU), Belley (BELL) et Brégnier-Cordon (BREG) sur le Haut-Rhône. Les tronçons d'études sont replacés dans le contexte de l'ensemble du bassin versant rhodanien sur la figure 2.1. Des cartes de localisation plus fines des bras étudiés sont proposées aux lecteurs en Annexe 1.2.



Figure 2.6. Exemple de techniques de génie civil et de génie végétal mises en œuvre pour la restauration des bras. (a) Curage de la lône Moiroud à l'aide d'une drague aspiratrice (cliché CNR). (b) Excavation de la partie amont de la lône Fournier à la pelle mécanique. (c) Exemples de recalibrage de berges sur la lône du Brotalet (cliché G. Mergoud) et (d) de Fournier (cliché G. Mergoud). (e) Exemples de pratiques de génie végétal sur les lônes de Moiroud (cliché M. Michalková) et (f) de la Malourdie (cliché G. Mergoud).

2.4. Organisation du suivi scientifique des opérations de restauration et objectifs généraux

Véritable expérimentation écologique multi-sites à large échelle, la restauration du fleuve constitue une opportunité scientifique importante, en termes de suivi à moyen et long terme de la réponse écologique des sections court-circuitées du fleuve et des chenaux latéraux restaurés. Les protocoles d'échantillonnage mis en œuvre dans le cadre du suivi ont pour objectif principal de mesurer l'évolution appariée des caractéristiques physiques des sites restaurés et de leurs peuplements biologiques pour permettre d'évaluer l'atteinte (ou non) des objectifs généraux de la restauration du fleuve, notamment en termes de gains écologiques. Ce rôle d'observatoire consiste à décrire et mesurer les changements imputables aux différentes modalités de restauration

physique des habitats aquatiques menées sur le fleuve. Il est accompli à partir d'une série de métriques et d'indicateurs propres à chaque compartiment suivi (e.g. Olivier *et al.*, 2014). La plupart de ces données brutes ont été bancarisées et sont disponibles sur le site Internet consacré au programme de restauration du fleuve et au suivi scientifique (http://restaurationrhone.univ-lyon1.fr/cartes/carte_rhone.php).

L'effet des modifications du régime des débits réservés dans les vieux-Rhône fait l'objet d'un suivi des peuplements de poissons et de macroinvertébrés benthiques. Dans le cadre des chenaux latéraux, les suivis concernent l'ichtyofaune, la macrofaune benthique, les peuplements de macrophytes aquatiques et l'hydromorphologie. L'étude des effets des opérations de restauration se base sur une structure évaluative classique, comprenant une caractérisation des états initiaux avant intervention(s) et l'acquisition de données post-restauration issues des suivis. Les sites de contrôle, permettant d'avoir une référence dynamique sur les sites non perturbés par la restauration, ne sont utilisés que dans le cadre du suivi des populations de macroinvertébrés benthiques des bras et des peuplements de macrophytes aquatiques, ces derniers n'étant plus suivis depuis 2012.

Le suivi scientifique s'inscrit dans une logique adaptative et permet ainsi d'orienter les futures actions de restauration, à partir de la valorisation des retours d'expériences acquis sur les sites déjà restaurés, pour lesquels on dispose d'un recul suffisant. L'élaboration de modèles explicatifs et/ou prédictifs permettant de tester la réponse à la restauration des métriques retenues constitue le cœur de cette approche. La démarche doit, à terme, permettre de fournir aux gestionnaires des outils de diagnostic et d'aide à la décision pertinents pour la restauration des vieux-Rhône et des chenaux latéraux, de manière à optimiser les financements alloués à la restauration de ces milieux. Cette finalité opérationnelle peut également se traduire par l'énonciation de "leçons" et conclusions généralisables à d'autres hydrosystèmes. Ainsi, ces informations devraient permettre de mieux définir le potentiel de restauration des futurs sites à restaurer et d'améliorer l'efficacité des mesures de restauration et de développer éventuellement des solutions de gestion adaptative des sites déjà restaurés et de cibler de nouvelles modalités et stratégies de restauration.

3. Le suivi hydromorphologique des bras restaurés : finalités et mesures réalisées

Engagé depuis 2003, le suivi du fonctionnement hydromorphologique des bras restaurés a été conçu de manière à acquérir des jeux de données multi-sites et pluriannuels importants. L'essentiel des mesures réalisées repose sur un protocole de terrain se voulant avant tout simple et facilement reproductible. Il doit permettre de répondre aux problématiques et hypothèses de recherche qui ont été définies dès le début du suivi.

3.1. Problématiques générales et objectifs

La restauration des tronçons court-circuités du Rhône, telle qu'elle a été conçue jusqu'à présent dans le cadre du programme, consiste à recouvrer une certaine hétérogénéité de milieux et de peuplements au sein du chenal principal et des milieux annexes du fleuve, de manière à améliorer leur fonctionnement écologique. En ce qui concerne les chenaux latéraux, il s'agit de recréer une diversité de bras possédant, autant que possible, des caractéristiques environnementales

hétérogènes entre les différents bras restaurés à l'échelle d'un tronçon fluvial donné. La recherche d'une certaine diversité des conditions d'habitat a également parfois été pensée à l'échelle du bras restauré (*i.e.* diversité intra-bras). Les tronçons court-circuités du Rhône possèdent une dynamique fluviale fortement altérée : la morphologie du fleuve est à présent en grande partie figée. Ce constat a justifié le choix d'une restauration de formes plutôt qu'une restauration des processus, considérant que ce niveau d'ambition doit être suffisant dans ce cadre pour générer des habitats pérennes. Cette stratégie de restauration, pouvant sous certains aspects apparaître comme "contre-nature", s'inscrit clairement dans une démarche de restauration active. Elle s'appuie sur des opérations de rajeunissement artificiel des chenaux latéraux impliquant des actions mécaniques, telles l'approfondissement par curage ou dragage. On peut néanmoins s'interroger sur la pertinence et la pérennité de ces mesures, où l'on agit sur les symptômes et non sur les causes de la dégradation et où "l'Homme" se substitue à la "nature", en recréant des formes que le cours d'eau n'est plus capable de créer lui-même. **La restauration des chenaux latéraux, telle qu'elle est actuellement pratiquée sur le Rhône, constitue-t-elle une stratégie judicieuse et durable ?** Cette question est, de fait, le point central de ce travail. Pour aborder ce questionnement, nous avons retenu deux principaux axes de recherche. La notion de pertinence des actions de restauration des bras du fleuve revient à questionner l'efficacité des travaux réalisés, en termes de diversification des conditions d'habitat. Nous la désignerons comme la thématique "habitat" dans la suite de notre propos. La notion de pérennité renvoie, quant à elle, à la sensibilité des chenaux latéraux étudiés aux processus d'atterrissements. Nous désignerons dans la suite de notre propos cet axe de travail comme la thématique "pérennité". Chacune de ces thématiques est traitée à travers le prisme d'une problématique principale à laquelle de multiples sous-questionnements sont rattachés.

En ce qui concerne la thématique "habitat", **l'objectif initial du programme de restauration de maximisation de la diversité de ces conditions entre les bras est-il atteint ?** Autrement dit, les travaux de restauration permettent-ils de modifier les conditions d'habitat physique dans les bras ? Comment évoluent ces conditions après restauration et se maintiennent-elles dans le temps ? Il s'agit ici de déterminer si, au regard des actions de restauration entreprises, certaines caractéristiques abiotiques clés dans la détermination des conditions d'habitat dans les chenaux latéraux sont modifiées par rapport aux conditions initiales, telles les caractéristiques de la connectivité de surface permanente (eaux courantes vs eaux stagnantes), le régime de connectivité de crue (*e.g.* intensité, durée, fréquence des événements débordants amont impliquant l'initiation d'un fonctionnement courant) et la granulométrie du substrat constituant le fond du lit des bras. La question du maintien de ces nouvelles conditions de milieux, dans le temps, après restauration, est étroitement liée aux questionnements abordés dans le second axe de recherche.

A ce titre, les problématiques suivantes constituent le cœur de la réflexion que nous menons dans le cadre du thème "pérennité". **Quelle est la durée de vie potentielle en tant qu'habitat aquatique d'un bras restauré ?** Autrement dit, les bras restaurés s'atterrissent-ils ? Selon quelles modalités dominantes ? A quel rythme ? Tendent-ils à revenir rapidement à leur niveau d'atterrissement observé avant travaux ? Il s'agit ici d'évaluer quantitativement les principaux paramètres permettant de caractériser la dynamique d'atterrissement, au sens large, des bras (*e.g.* évolution des hauteurs d'eau, des épaisseurs de sédiments fins accumulés, du niveau de base) et de

proposer les premières estimations de leur pérennité en tant qu'habitat aquatique. A ce titre, il est nécessaire de déterminer si des processus de décapage des fines accumulées dans les bras, permettant de ralentir leur comblement (*i.e.* rajeunissement) voire de l'inverser (*i.e.* auto-entretien des formes), sont effectivement observés. Il convient également de s'assurer que les lignes d'eau dans le chenal principal sont restées stables au droit des bras depuis la fin des travaux. Le changement de géométrie des bras eux-mêmes (*e.g.* élargissement) constitue également une éventualité à considérer. A l'instar de la thématique "habitat", une attention particulière est donnée à l'évaluation des changements imputables aux travaux menés sur les bras.

3.2. Mesures réalisées et données de base utilisées

Pour répondre à l'ensemble des questionnements formulés, des stratégies d'acquisitions de données adaptées aux ambitions du suivi ont été établies. Nous présentons ici l'ensemble des données capitalisées dans le cadre du suivi selon deux catégories distinctes : les mesures servant à décrire la structure morpho-sédimentaire des bras (*i.e.* les paramètres de réponse) et celles dédiées à la caractérisation du fonctionnement hydrologique et hydraulique des bras (*i.e.* les paramètres de contrôle).

3.2.1. Suivi des paramètres de réponse hydromorphologiques

L'ensemble des chenaux latéraux étudiés font l'objet de campagnes régulières de relevés *in situ* (Table 2.5), au cours desquelles les épaisseurs de sédiments fins accumulés et les hauteurs d'eau ont été mesurées et des prélèvements d'échantillons de fines effectués. La lône de la Malourdie a, quant à elle, fait l'objet de campagnes de relevés bathymétriques supplémentaires réalisés par imagerie à très haute résolution.

3.2.1.1. Les campagnes de relevés *in situ*

Des mesures ponctuelles de la hauteur d'eau et de l'épaisseur d'alluvions fines déposées (fraction fine < 2 mm) sont réalisées à l'aide d'une perche graduée en métal d'une longueur de 2,50 mètres (Figure 2.7, Annexe 1.2). Une tarière pédologique est utilisée pour les mesures à des profondeurs supérieures. Les points sondés sont distribués tous les 10 mètres de linéaire, le long de l'axe médian des bras. Un topofil est utilisé pour connaître la distance parcourue en référence à un point fixe d'une campagne à l'autre. Les relevés sont essentiellement effectués à partir d'une embarcation non motorisée. Les valeurs ponctuelles d'épaisseur de la lame d'eau et de la couche de sédiments fins retenues pour chaque point de sondage sont généralement issues d'une moyenne de trois à cinq mesures réalisées sur une surface d'environ 0,25 m² de manière à prendre en compte la variabilité microtopographique locale. A titre illustratif, ces relevés effectués sur les 18 bras de notre étude lors de la campagne de relevés de 2011 représentent un total de 6 015 mesures ponctuelles de hauteur d'eau et 3 120 mesures d'épaisseurs sédimentaires. Seulement deux à dix points de sondage par bras ont été réalisés pour la caractérisation des états initiaux des bras des secteurs de Belley et de Brégner-Cordon (Table 2.5), en raison de moyens financiers plus limités.

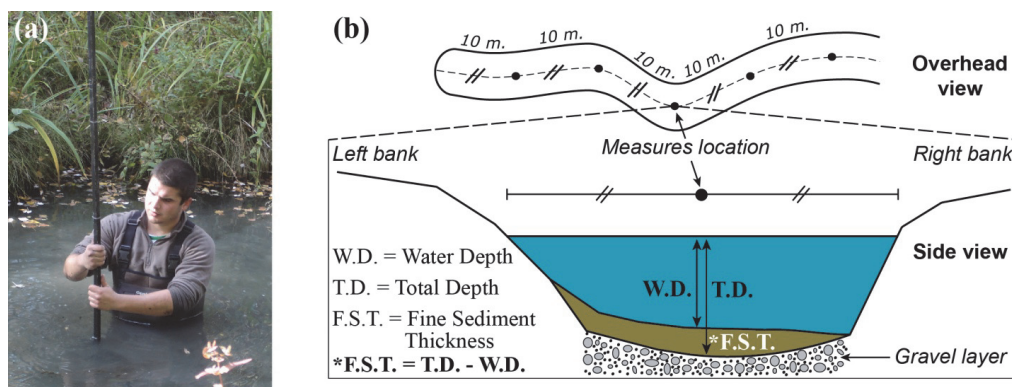


Figure 2.7. Mesures des épaisseurs de lames d'eau et des dépôts d'alluvions fines (a) à l'aide d'une perche graduée et (b) illustration du protocole retenu.

En parallèle des mesures bathymétriques, des prélèvements d'alluvions fines sont également réalisés (Figure 2.8, Annexe 1.2). Pour rendre compte de la distribution granulométrique des sédiments fins à l'intérieur des bras, cinq échantillonnages équirépartis sont réalisés longitudinalement dans l'axe du chenal (Figure 2.8a). Tout échantillon dont la taille médiane estimée excède 2 mm est considéré comme matériel grossier, sans distinction de taille plus précise, et seuls les échantillons de fines sont prélevés. Les échantillonnages sont effectués à l'aide d'une benne d'Eckmann sur une surface maximale d'environ 2 500 cm² (Figure 2.8 b&c). Cet outil permet d'effectuer un prélèvement volumétrique des dépôts superficiels sur les premiers centimètres du fond du lit. La benne reliée à une corde est déposée horizontalement sur le fond. Un poids, coulissant le long de la corde tendue à la perpendiculaire du préleveur, est envoyé sur le mécanisme de fermeture et la benne est remontée. Environ 20 grammes de matière sont prélevés en surface du volume échantillonné. A l'échelle d'un bras, les prélèvements sont dans la mesure du possible localisés sur les mêmes zones d'une campagne à l'autre (Annexe 1.2).

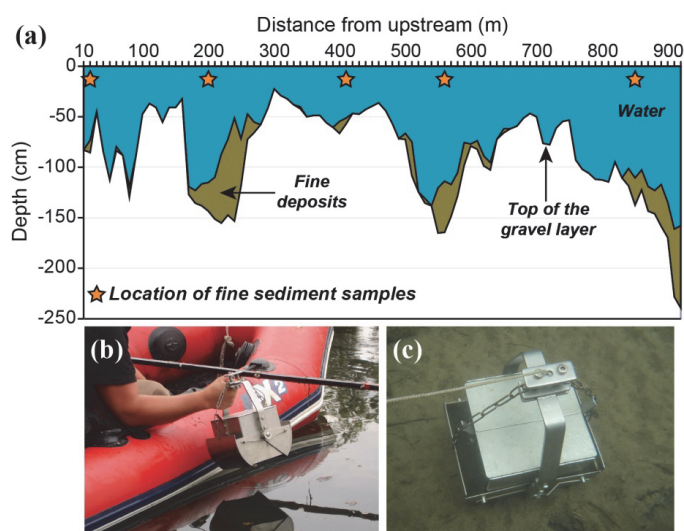


Figure 2.8. Illustration du protocole retenu pour la réalisation des prélèvements de sédiments fins. (a) Les échantillons sont, dans la mesure du possible, équirépartis le long du linéaire suivi (cf. Annexe 1.2). Le profil longitudinal affiché en fond est celui issu de la campagne de relevés *in situ* (cf. Figure 2.6) réalisée sur la lône des Cerisiers en août 2009. (b&c) Les prélèvements d'échantillons d'alluvions fines sont réalisés à l'aide d'une benne d'Eckmann.

Quel que soit le type de relevés, nous disposons d'une campagne de mesures avant travaux pour 12 des 18 bras suivis (Table 2.5). Aucune campagne de mesures n'a été réalisée avant restauration sur les bras des tronçons de Chautagne et de Pierre-Bénite. En règle générale, les campagnes de relevés post-restauration ont été réalisées dans l'année suivant les travaux, puis au minimum tous les deux ans par la suite. Pour les campagnes de relevés granulométriques, nous disposons à présent de trois à cinq campagnes de mesures pour chaque bras s'échelonnant de cinq à douze ans après restauration selon les sites considérés. Des prélèvements de sédiments fins ont également été réalisés lors des campagnes de relevés de 2013 et 2014, mais ces échantillons n'ont pas encore été analysés. En ce qui concerne les campagnes de mesure des hauteurs d'eau et des épaisseurs de fines, nous disposons de cinq à sept campagnes de mesures pour chaque bras s'échelonnant de sept à quinze ans après restauration selon les sites considérés. Nous disposons donc d'un recul temporel relativement conséquent, au regard de la littérature existante à ce sujet (*cf.* §3.4.2, Chapitre 1), devant nous permettre une analyse originale de l'ajustement hydromorphologique dans le temps et dans l'espace de ces chenaux latéraux à la suite de leur restauration.

Channel code	Date and type of surveys												
	1999	2003	2004	2005	2006a†	2006b†	2007	2009	2010	2011	2012	2013	2014
<i>Chautagne reach</i>													
MALO	-	-	Rest.		x	x	x	x	-	x	x	x	-
BROT	-	-	Rest.		x	x	x	x	-	x	-	x	-
<i>Belley reach</i>													
LUIS	-		x	Rest.	x	x	x	x	-	x	-	x	-
MOIR	-		x	Rest.	x	x	x	x	-	x	-	x	-
FOUR	-		x	Rest.	x	x	x	x	-	x	-	x	-
BEAR	-		x	Rest.	x	x	x	x	-	x	-	x	-
LUCE	-		x	Rest.	x	x	x	x	-	x	-	x	-
ENIL	-		x	Rest.	x	x	x	x	-	x	-	x	-
<i>Brégnier-Cordon reach</i>													
CHAN	-	Rest.	x	-	-	x	x	x	-	x	-	x	-
GRAN	-	-	x	-	Rest.	x	x	x	-	x	-	x	-
VACH	-	-	x	-	Rest.	x	x	-	x	x	-	-	x
CERI	-	-	x	-	Rest.	x	x	x	-	x	-	x	-
MATH	-	-	x	-	Rest.	x	x	-	x	x	-	-	-
MOLO	-	-	x	-	Rest.	x	x	-	x	x	-	-	x
PONT	-	-	x	-	Rest.	x	x	-	x	x	-	x	-
<i>Pierre-Bénite reach</i>													
CISE	Rest.	x	-	-	-	-	x	x	-	x	-	-	x
JARI	Rest.	x	-	-	-	-	x	x	-	x	-	-	x
TABL	Rest.	x	-	-	-	-	x	x	-	x	-	-	x

"Rest.": Year of restoration; "x" refers to bathymetric surveys (including measures of water depth and fine sediment thickness; see Figure 2.7); shaded cells refer to surveys during which grain size samples were collected (see Figure 2.8).

† Two campaigns were conducted in 2006: one during spring time (here denoted as "2006a") and another one in autumn (here denoted as "2006b").

Table 2.5. Synthèse des campagnes de relevés des épaisseurs de fines et des hauteurs d'eau et des prélèvements granulométriques (fond gris) réalisés depuis le début du suivi. La signification des codes utilisés pour désigner les bras est donnée dans la table 2.4.

3.2.1.2. Analyse des échantillons d'alluvions fines

Les échantillons de fines prélevés lors des campagnes de terrain font, par la suite, l'objet d'analyses granulométriques réalisées en laboratoire, à partir d'un granulomètre laser. Ce type d'appareil exploite les principes optiques de diffraction et de diffusion du rayonnement laser pour mesurer la taille des sédiments. La technique ne permet pas d'obtenir un axe b , mais la mesure d'une sphère équivalente à l'axe le plus long de chaque particule. L'analyse des premiers échantillons datant de 2004 à ceux de la campagne de 2006 a été sous-traitée au laboratoire d'analyses des sols de l'UMS 830 de l'EOST (Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre) et réalisées à l'aide d'un granulomètre laser Beckman Coulter LS230. Depuis 2007, l'analyse des prélèvements est réalisée par nos soins, à partir d'un granulomètre laser Mastersizer Hydro 2000 de la société Malvern, au sein de la plate-forme OMEAA (Observation et Mesure des Environnements Actuels et Anciens, université Lumière Lyon 2) portée par l'UMR 5600 et l'UMR 5133. Toutefois, le protocole de préparation des échantillons est resté similaire.

Pour chaque échantillon, environ trois grammes de matière prélevée sur le terrain sont placés dans des béchers reposant sur un bain de sable chauffé à environ 75°C, de manière à optimiser la réaction. La matière organique est détruite à partir d'attaques répétées au peroxyde d'hydrogène (H_2O_2 , usuellement désigné comme de l'eau oxygénée) à 110 volumes. En pratique, l'eau oxygénée est introduite dans les échantillons avec parcimonie. A chaque fin de réaction les attaques sont réitérées jusqu'à ce que l'ajout d'eau oxygénée ne provoque plus aucune réaction des échantillons, auquel cas on considère que la matière organique est totalement éliminée. Ensuite, les ions flocculants calcaires (Ca^{2+}) sont éliminés à l'aide de solutions de chlorure de potassium (KCl). Chaque échantillon est tout d'abord introduit dans un tube de polypropylène clarifié à fond conique d'une capacité de 50 mL, de manière à permettre l'agitation et la centrifugation des échantillons, puis 40 mL de KCl 0,1N sont ajoutés dans chaque échantillon. Les tubes contenant les prélèvements sont placés 10 minutes sur un agitateur rotatif afin d'homogénéiser le mélange. Les échantillons sont ensuite centrifugés pour isoler la solution aqueuse de la matière minérale. Le surnageant est éliminé à l'aide d'une pipette. La défloculation est accomplie une seconde fois à partir de KCl 0,02N. A la suite de ce second traitement, le surnageant est testé à l'oxalate d'ammonium ($C_2H_8N_2O_4$). La formation d'un précipité blanc au sein du mélange indique que la défloculation est incomplète. L'étape de défloculation réalisée à l'aide de KCl 0,02N est réitérée jusqu'à ce que l'on n'obtienne plus de précipité. Une fois cette étape complétée, les échantillons sont rincés à l'aide de 40 mL d'eau déminéralisée tiède (*ca* 40°C) par échantillon, de manière à éliminer le chlore préalablement introduit. Les tubes sont alors placés sur l'agitateur rotatif, puis centrifugés. Le surnageant est cette fois testé au nitrate d'argent ($AgNO_3$). La formation d'un précipité blanc indique que du chlore est encore présent. L'opération de rinçage est réitérée jusqu'à élimination complète du chlore (*i.e.* plus aucun précipité ne se forme). Enfin, 40 mL d'héxamétophosphate de sodium ($(NaPO_3)_6$) sont introduits dans chaque tube de manière à permettre la dispersion des particules minérales de chaque échantillon. Les tubes sont agités durant environ quatre heures avant d'être analysé au granulomètre laser. A la suite de cette analyse, la distribution statistique des particules (% en nombre) pour chaque classe de taille et l'ensemble des fractiles (*e.g.* D_{16} , D_{50} , D_{84}) sont connus pour chaque échantillon. Ce protocole,

axé sur l'analyse de la fraction minérale de la sédimentation des bras, ne prend pas en compte la teneur en matière organique des échantillons. Cette mesure n'a pas été retenue dans notre protocole, car de nombreuses études ont démontré que le taux de matière organique est autocorrélé avec la fréquence de connexion des chenaux latéraux (*e.g.* Rostan *et al.*, 1987 ; Heiler *et al.*, 1995 ; Reckendorfer *et al.*, 2013).

3.2.1.3. La bathymétrie par imagerie à très haute résolution spatiale

En complément des campagnes régulières de relevés *in situ*, des mesures bathymétriques supplémentaires ont été réalisés sur la lône de la Malourdie (vieux-Rhône de Chautagne). Ces relevés ont été réalisés à partir d'acquisitions d'images à très haute résolution spatiale du bras restauré reposant sur des moyens aéroportés, tels un drone (Figure 2.9a) ou un paramoteur (Figure 2.9b). La méthode consiste à exploiter les propriétés de réflectance de la colonne d'eau (*i.e.* sa signature spectrale) qui varie, parmi d'autres paramètres, selon la profondeur (*e.g.* Lyzenga, 1978 ; Legleiter *et al.*, 2009). Comme cela a été le cas dans notre étude, des cartes bathymétriques ont été réalisées à partir de méthodes statistiques liant les profondeurs en eau mesurées en certains points sur le terrain et les caractéristiques radiométriques des différents pixels en eau correspondants (*e.g.* Maritorena *et al.*, 1994 ; Legleiter *et al.*, 2004 ; Lejot, 2008). Trois campagnes ont été réalisées selon cette approche : en 2006, en 2007 et en 2013. Un drone équipé d'un appareil photo numérique Canon PowerShot G5 a été utilisé pour réaliser les deux premières campagnes (Figure 2.10a). Les acquisitions d'images de la campagne de 2013 ont été réalisées à partir d'un paramoteur et d'un appareil photo numérique Sony DSLR-A350.



Figure 2.9. Moyens techniques mis en œuvre pour l'acquisition d'images à très haute résolution spatiale de la zone aquatique de la lône de la Malourdie (vieux-Rhône de Chautagne) : acquisitions aéroportées à partir (a) d'un drone "Pixy" ou (b) d'un paramoteur et (c) exemple d'une image brute obtenue (résolution de 4 cm.px⁻¹ ; campagne de 2007).

3.2.2. Suivi des paramètres de contrôle hydrologique et hydraulique

De manière à caractériser la connectivité hydrologique en crue des bras suivis, de nombreuses mesures hydrologiques et topographiques ont été réalisées par nos soins sur le terrain. Nous avons également recueillis des données complémentaires auprès des services de la CNR.

3.2.2.1. La dynamique des niveaux d'eau dans les bras

Etant donné l'importance du contrôle exercé par le régime de connectivité de crue sur l'évolution morpho-sédimentaire des chenaux latéraux (*cf.* §2.3, Chapitre 1), un suivi continu et automatisé des niveaux d'eau dans les bras a été mis en place à la suite des travaux de restauration (Table 2.6). Sur les bras du Haut-Rhône, seuls les chenaux semi-lotiques (*i.e.* possédant un bouchon alluvial amont après restauration, Table 2.4) pour lesquels le régime de connectivité est supposé plus complexe, ont été équipés de capteurs autonomes et programmables Diver® (Schlumberger Water Services, Pays-Bas). D'autre part, puisque la relation hauteur-débit dans le chenal principal est connue en de nombreux points du fleuve (*cf.* §3.3.2.3, ce chapitre), les bras vifs permanents (*i.e.* connectés de manière permanente à leurs extrémités amont et aval avec les eaux surfaciques du chenal principal) n'ont pas été équipés de ces sondes. En effet, pour ces bras, la dynamique des hauteurs d'eau est calée sur celles observées dans le chenal principal au droit des différents sites. Les bras de Ciselande et de Jaricot, localisés sur le tronçon de Pierre-Bénite, ont été équipés de sondes similaires par la CNR entre 2001 et 2003 (*cf.* Annexe 1.2).

Channel code	Limnietric series
<i>Chautagne</i>	
MALO	Since 09/27/2005
BROT	Since 11/15/2004
<i>Belley</i>	
LUIS	Since 01/25/2006
MOIR	Since 01/25/2006
FOUR	Since 11/18/2005
BEAR	Since 09/27/2005
<i>Brégnier-Cordon</i>	
CHAN	From 10/23/2006 to 03/27/2007
GRAN	Since 10/24/2006
MOLO	From 12/06/2006 to 07/23/2009 and since 03/01/2010
PONT	From 12/06/2006 to 07/23/2009 and since 03/01/2010
<i>Pierre-Bénite</i>	
CISE*	From 07/11/2001 to 10/14/2004
JARI*	From 07/11/2001 to 09/14/2003 and from 02/27/2004 to 10/1/2004
TABL	-

* Managed by the CNR (Daily record)

Table 2.6. Synthèse des chroniques limnimétriques acquises dans le cadre du suivi (pas de temps horaire). La signification des codes utilisés pour désigner les bras est donnée dans la table 2.4.

Les sondes Diver permettent de mesurer simultanément la pression et la température et disposent d'une capacité de stockage interne des données relativement importantes (*ca* 24 000 mesures comprenant date, pression et température) ainsi qu'une batterie relativement performante (*i.e.* toujours fonctionnelle après près de 10 années de mesures sur les premiers sites instrumentés). La mesure de valeurs de pression est réalisée à partir de la transformation en grandeur électrique de la déformation d'une membrane interne sous l'effet de la pression extérieure. Ces mesures de pression sont exprimées en cm H₂O, unité de mesure définissant la pression exercée par une colonne d'eau d'un cm pour la température à laquelle la densité de l'eau est maximale (*i.e.* 4°C) et pour laquelle 1 mbar équivaut à 1,01972 cm H₂O. La température est mesurée à partir d'un capteur à semi-conducteurs. Ces mesures sont automatiquement utilisées pour compenser l'effet de la température sur le capteur de pression.

Deux types de sondes sont nécessaires pour obtenir des valeurs de niveaux d'eau (Figure 2.8a). Un Diver immergé (*i.e.* un piézomètre ou un limnimètre) mesure la pression absolue exercée par la colonne d'eau au-dessus de la sonde ainsi que la pression atmosphérique agissant à la surface de l'eau. En pratique, un tube en acier percé en de multiples points, de manière à permettre la libre circulation de l'eau autour de la sonde, est inséré à la masse dans le substrat grossier du lit des bras. En règle générale, le puits d'observation est implanté à l'amont de la zone en eau permanente des bras concernés (Annexes 1.2). Le Diver relié à un câble en acier est inséré dans le tube et fixé à la tête du puits (Figure 2.10a). Un bouchon verrouillé par un cadenas permet de s'assurer que le puits reste fermé entre deux déchargements des données. Un Baro-Diver (*i.e.* un baromètre) installé à proximité du site instrumenté mesure quant à lui la pression atmosphérique absolue. Nos sondes ont été programmées pour acquérir des données à un pas de temps horaire. Etant donné que l'altitude a une influence notable sur la pression atmosphérique, nous avons installé un baromètre sur chacun de nos tronçons d'étude du Haut-Rhône. La compensation barométrique des données (Figure 2.10a) permet d'obtenir des valeurs de pression différentielle correspondant à des niveaux d'eau mesurées au-dessus de la sonde immergée (Figure 2.10b). La compensation est réalisée à l'aide du logiciel de gestion des données Divers (Diver-office). Ce logiciel est également utilisé pour la programmation des sondes et le déchargement des données stockées.

Dans leur note technique traitant de l'utilisation des sondes Divers, Dramais *et al.* (2005) observent que ces sondes ont tendance à enregistrer, de temps à autre, des valeurs aberrantes sans aucune raison apparente. Nous avons également observé, à des fréquences variées, ce type d'erreur sur nos chroniques barométriques et piézométriques non compensées. Bien que ces anomalies soient suffisamment peu nombreuses pour pouvoir être qualifiées de raisonnables, ces valeurs nécessitent d'être traitées. Nous avons observé des données aberrantes ponctuelles, prenant la forme de pics horaires facilement identifiables sur les chroniques barométriques et dans une moindre mesure sur les données piézométriques non compensées, ainsi que d'autres impliquant des événements plus longs sur certains baromètres (*i.e.* périodes pouvant s'étendre sur quelques jours lors d'épisodes de froid intense). L'ensemble de ces valeurs ont été identifiées manuellement, notamment en comparant les trois différentes chroniques issues des différents capteurs barométriques. Les chroniques piézométriques non compensées non pas pu être "nettoyées" de manière optimale. En effet, il reste très difficile de définir si les variations sont imputables à des défaillances matérielles ou bien à des variations réelles de niveau d'eau. Ainsi, seules les valeurs aberrantes observées en période de débit réservé ont été traitées (*cf.* paragraphe

suivant pour les données de débit). Les anomalies horaires ont été lissées en interpolant de manière linéaire les valeurs les entourant. Pour remédier aux défaillances de plus longue durée des baromètres, nous avons corrigé les valeurs de pression de la sonde temporairement défaillante, en utilisant la chronique barométrique du secteur le plus proche et en considérant une diminution de la pression atmosphérique de 1 mbar tous les 8 mètres d'élévation. Etant donné que les trois sondes barométriques implantées sur le Haut-Rhône sont relativement proches (*ca* 12 km à vol d'oiseau entre la sonde de Chautagne et de Belley ; *ca* 19 km entre la sonde de Belley et de Brégnier-Cordon) cette solution apparaît légitime. Elle peut même paraître anecdotique, lorsque l'on considère les différences altitudinales entre les baromètres qui restent relativement faibles dans ces secteurs de plaine. En effet, elle n'excède pas 10 m entre deux sondes barométriques situées sur deux secteurs successifs, soit *ca* 1,3 cm H₂O.

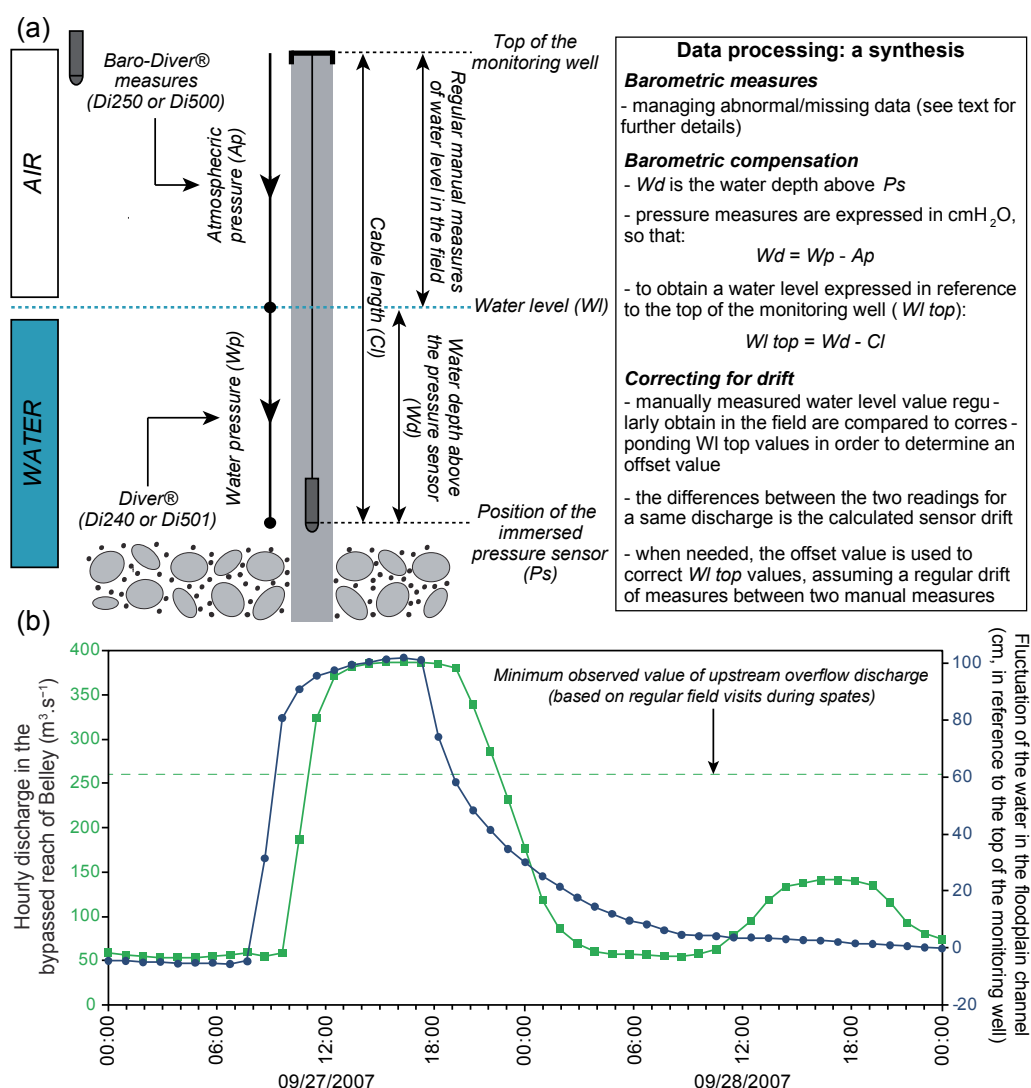


Figure 2.10. Suivi automatisé et continu des hauteurs d'eau dans les bras morts à partir des sondes Divers®. (a) Principes de mesures et synthèse de la chaîne de traitements réalisés pour obtenir les niveaux d'eau dans les bras. (b) Illustration des données obtenues à un pas de temps horaire. Ici, un hydrogramme de crue sur le bras restauré des Luisettes. Les débits horaires sont fournis par la CNR.

N.B. : le décalage temporel entre les mesures de niveau d'eau et les mesures de débit n'est pas considéré sur la figure. Sur l'illustration, on observe graphiquement un décalage de deux heures entre le piézomètre et la station de jaugeage du débit.

Enfin, l'instrumentation des bras a initialement été réalisée en utilisant les modèles Diver Di240 et Baro-Diver Di250. Nous avons parfois dû remplacer les Divers par des modèles plus récents (Mini-Diver® Di501) car l'étendue d'utilisation des anciennes sondes n'était pas suffisante (*i.e.* plafonnement des sondes à la valeur de pression maximale pouvant être enregistrée, *ca* 400 cm H₂O ; *ca* 900 cm H₂O pour les Di501). Dans le cadre de l'entretien des sondes (*i.e.* vérifications en laboratoire de la non dégradation des performances des capteurs), les baromètres ont eux aussi parfois été remplacés par des modèles plus récents (Di500). Les caractéristiques générales de ces différentes sondes restent, somme toute, très proches (Table 2.7).

Type	Model	Pressure sensors				Thermal sensors	
		Measures range	Usable range†	Accuracy	Resolution	Accuracy	Resolution
		(cm H ₂ O)	(cm H ₂ O)		(cm H ₂ O)	(°C)	(°C)
Diver (immersed)	Di240	500	400	± 0.2*	0.1	± 0.1	0.01
	Di501	10 000	900	± 0.25*	0.25	± 0.1	0.01
Baro-Diver	Di250	150	150	± 0.5**	0.1	± 0.1	0.01
	Di500	150	150	± 0.5**	0.25	± 0.1	0.01

† Usable range values consider an estimate of the total possible air pressure variations (*ca* ± 100 cm H₂O).

* in % of the measured pressure, relevant for the optimal operating temperature (*i.e.* 0°C to 40°C).

** in cm H₂O.

Table 2.7. Caractéristiques générale des sondes et de leurs capteurs intégrés utilisés pour le suivi automatisé des niveaux d'eau dans les bras morts.

3.2.2.2. Les acquisitions topographiques

Nous avons levé les profils en long des bouchons alluviaux des bras déconnectés du fleuve en permanence à leur extrémité amont (*cf.* Table 2.4), de manière à pouvoir déterminer leurs cotes de débordement amont. Dans le cas du bras des Cerisiers, où la connexion amont est contrôlée par une ancienne digue longitudinale submersible, seule la cote de cet ouvrage a été mesurée. La cote des têtes de puits renfermant les piézomètres (Figure 2.10a) a également été levée. Ces acquisitions topographiques de précision ont été réalisées à l'aide d'un GPS différentiel (DGPS, *Differential Global Positioning System*) Trimble R8 GNSS utilisant les satellites des constellations GPS et GLONASS. Ce DGPS, utilisé en mode RTK (*Real Time Kinematic*), permet d'obtenir des données topographiques, avec une précision centimétrique, en temps réel. Les chenaux latéraux constituent très souvent des milieux fermés (*e.g.* végétation dense, chenal encaissé dans la plaine) dans lesquels l'acquisition de données topographiques précises à partir de système utilisant les données satellitaires est rendue très difficile (*i.e.* signal dégradé, problèmes dans la transmission des données entre récepteurs par ondes radioélectrique). Ainsi, pour minimiser les effets de masque induit par la végétation, nous avons effectué l'essentiel de nos relevés en saisons froides. Pour nous assurer de la qualité de nos relevés, nous avons utilisé un seuil de précision verticale et horizontale des mesures réglé à 5 cm de précision cinématique en temps réel.

Ce système implique l'utilisation de deux récepteurs (Figure 2.11) : le récepteur de base qui reste dans une position stationnaire tout au long de l'acquisition et le récepteur mobile qui est utilisé pour prendre les points de mesures dans un rayon généralement compris entre 1 et 5 km

autour du récepteur de base, selon les conditions de sites (*e.g.* couvert végétal plus ou moins dense notamment), la géométrie des satellites et les conditions atmosphériques. Ce système de fonctionnement est dit différentiel dans le sens où la position des points mesurés sur le terrain avec le récepteur mobile est acquise par rapport à la position du récepteur de base (*i.e.* position relative). Lors de chaque mise en station et quelle que soit la durée des levés, le récepteur de base est resté fonctionnel au minimum pendant une heure et trente minutes. A la suite des relevés, les données acquises sur le terrain sont post-traitées à l'aide du logiciel Trimble Business Center (TBC version 2.7). Dans un premier temps, les données satellitaires brutes recueillies sont analysées sous TBC et dans certains cas "nettoyées" (*e.g.* suppression de l'ensemble des données de certains satellites ou bien de certaines sections de ces données présentant des anomalies). Puis, les coordonnées géographiques du récepteur de base resté fixe au cours des relevés ont été post-traitées, à partir de l'exploitation des données issues des stations GPS du RGP (Réseau GNSS Permanent), géré par l'Institut National de l'information Géographique et forestière (IGN©).

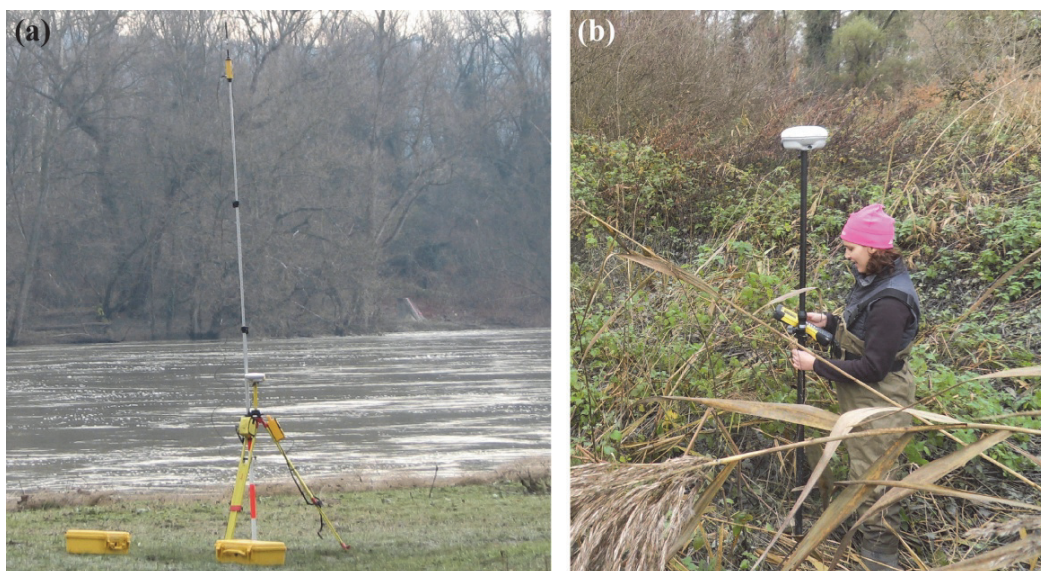


Figure 2.11. Matériel utilisé pour les acquisitions topographiques de précision réalisées sur les bouchons alluviaux et les têtes de puits piézométriques : le GPS différentiel comprenant (a) un récepteur de base et (b) un récepteur mobile.

Des Modèles Numériques de Terrain (MNT), d'une résolution de deux mètres et d'une précision verticale annoncée de 20 cm, ont été créés à partir des acquisitions LiDAR (*Light Detection And Ranging*) aéroporté, réalisées en juillet 2010, par l'IGN dans le cadre de la réalisation de la base de données topographiques du Rhône. Ces MNT ont constitué les données topographiques de base utilisées dans le cadre de la réalisation des travaux de recherche complémentaires accompagnant le présent manuscrit (*cf.* Annexe 2). Ces données ont aussi servi à préparer les campagnes d'acquisition topographique par DGPS, notamment pour identifier le chemin potentiel des eaux de crue lors de l'initiation du débordement amont. Par exemple, elles ont aidé à déterminer la localisation des zones dépressionnaires sur les bouchons alluviaux possédant une topographie relativement uniforme. Ces données ont également été utiles sur les bras qui présentent un fonctionnement hydrologique plus complexe, dépendant de multiples niveaux de connexion avec le chenal principal.

L'ensemble des données altimétriques utilisées dans le cadre de notre étude est en NGF-IGN69, le système de référence verticale officiel français depuis la reprise entre 1963 et 1969 de l'ancien réseau de référence, le système NGF-Lallemand. En ce qui concerne les acquisitions DGPS, la dernière grille de référence d'altitude produite pour la France Métropolitaine continentale, RAF09, a été utilisée.

3.2.2.3. Autres sources de données hydrologiques et hydrauliques dans les chenaux principaux

Nous disposons également de données hauteur-débit et de lignes d'eau dans les chenaux principaux (*i.e.* Rhône total ou vieux-Rhône), à proximité des extrémités amont et aval de chacun des bras suivis et parfois entre ces points. Ces mesures sont issues de relevés réguliers effectués par les services de la CNR entre 1983 et 2011 pour une large gamme de débits. L'essentiel de ces données étant dans le système NGF-Lallemand, nous avons utilisé une grille de correction pour convertir ces altitudes dans le système NGF-IGN69.

Enfin, les services de la CNR nous ont également fourni des chroniques de débits moyens horaires et journaliers pour différentes stations de jaugeage. Ces stations hydrométriques sont localisées sur la figure 2.5.

3.3. Organisation des travaux de recherche

Dans la suite du manuscrit, nous traitons les objectifs de connaissance relatifs aux axes de recherche "habitat" et "pérennité" (*cf.* §3.1, ce chapitre) dans trois chapitres de recherche distincts (Chapitres 3, 4 & 5). Quel que soit le chapitre considéré, une approche analytique spécifique reposant sur trois principales étapes de travail a été systématiquement mise en œuvre (Figure 2.12).

Nous nous sommes tout d'abord attachés à caractériser les conditions et les trajectoires d'ajustement post-travaux des bras en termes (i) de granulométrie du substrat constituant le fond du lit des bras (Chapitre 3), (ii) d'épaisseur de sédiments fins accumulés (Chapitre 4) et plus globalement en termes de dynamique d'atterrissement au sens large (Chapitre 5). Sur les 18 bras suivis (Table 2.4, Figure 2.5), tous sont traités dans le chapitre 3, 16 dans le chapitre 4 et seul le bras de la Malourdie est abordé dans le chapitre 5. Le nombre important de bras analysés dans les chapitres 3 & 4 et le caractère multi-temporel des mesures réalisées dans le cadre du suivi (*cf.* § précédent) permettent d'envisager une approche comparative de l'ajustement spatio-temporel de ces chenaux latéraux en réponse aux travaux réalisés. L'évaluation de l'effet des mesures de restauration qui ont été appliquées (Table 2.4) peut être envisagée à partir de la comparaison des données obtenues avant et après travaux, pour les bras où une telle comparaison est possible. Ces analyses comparatives sont également pertinentes pour établir des typologies du fonctionnement hydrosédimentaire des bras (*i.e.* caractéristiques granulométriques du substrat en place, propension à accumuler des sédiments fins) et des différentes trajectoires évolutives de chaque bras. Dans le chapitre 5, l'atterrissement (*l.s.*) de la lône de la Malourdie est traité à une résolution spatiale plus fine et une temporalité post-restauration plus longue à partir de la description conjointe de la dynamique des sédiments fins et grossiers et du niveau de base.

Du fait de l'importance fondamentale du contrôle exercé par la connectivité hydrologique de crue pour expliquer l'évolution éco-hydromorphologique des chenaux latéraux, être en mesure de

décrire quantitativement le fonctionnement hydrologique et hydraulique des bras restaurés revêt un fort enjeu. Notre deuxième phase de traitement a donc consisté à produire des descripteurs permettant de caractériser le fonctionnement hydrodynamique des bras suivis. Les caractéristiques morphométriques des bras et des différentes unités les composant (*e.g.* un bouchon alluvial) agissent en quelque sorte comme des filtres morphologiques qui modulent l'expression à l'échelle du bras des pulsations hydrologiques s'opérant au sein du cours principal. Ainsi, une attention particulière a été portée à l'élaboration de métriques permettant de retranscrire le plus simplement possible les interactions s'opérant entre le régime hydrologique du chenal principal et les caractéristiques géométriques des chenaux latéraux (Chapitres 3, 4 & 5). En effet, comprendre le rôle des interactions entre la géométrie des chenaux latéraux et le régime hydrologique du fleuve sur les conditions d'habitat et la longévité des bras restaurés en tant qu'habitat aquatique constitue un levier potentiel important pour corriger et/ou améliorer les pratiques de restauration des anciens bras fluviaux du Rhône.

La troisième étape a consisté à comprendre et à expliquer les trajectoires d'ajustement et l'évolution des patrons spatiaux des métriques considérées dans la première étape à partir des descripteurs du fonctionnement hydrodynamique des bras conçu lors de la deuxième étape. Cette phase repose essentiellement sur la construction de modèles explicatifs et/ou prédictifs devant permettre de mettre en exergue le rôle joué par la géométrie des chenaux sur leur réponse hydrosédimentaire (*i.e.* caractéristiques granulométriques du substrat en place, propension à accumuler des sédiments fins). D'autres facteurs potentiels régissant la durée de vie des chenaux restaurés, tels que l'accumulation de matériaux grossiers et les changements de niveau de base, ont été testés sur la lône de la Malourdie (Chapitre 5).

Ainsi, la suite du présent manuscrit est organisée en quatre chapitres (Figure 2.12). Le **chapitre 3**, "*Variabilité spatiale et temporelle des conditions granulométriques dans des chenaux latéraux restaurés d'un grand fleuve : relier les patrons aux processus*", aborde la thématique de l'habitat physique dans les 18 bras intégrés au suivi. L'essentiel des développements méthodologiques réalisés pour quantifier l'hydrodynamisme de crue des chenaux latéraux restaurés y est abordé. Le **chapitre 4**, "*Structures spatiales et dynamiques temporelles de la sédimentation fine dans des chenaux latéraux restaurés : une étape vers la prédiction de leur pérennité en tant qu'habitat aquatique*", est alors centré sur l'étude du comblement des bras par les matériaux fins et conduit à une première estimation de la pérennité de 16 des 18 bras intégrés au suivi. Les deux chenaux manquants présentent des anomalies dans les jeux de données ne permettant pas leur intégration à cette analyse. Le **chapitre 5**, "*Caractériser l'atterrissement d'un bras mort restauré et évaluer la durée de son stade aquatique en combinant mesures in situ et modèles bathymétriques acquis par télédétection aéroportée : le cas de la lône de la Malourdie en Chautagne*", aborde la question de l'atterrissement d'un seul bras (*l.s.*). Ces processus sont considérés à une résolution spatiale plus fine et pris en compte dans l'évaluation de la pérennité du bras restauré de la Malourdie. Le **chapitre 6**, "*Synthèse, discussion et perspectives de recherche*", fait office de conclusion générale. Les éléments de connaissance produits dans le cadre des chapitres 3 à 5 y sont synthétisés. Les notions de pertinence et de pérennité de la restauration des chenaux latéraux du Rhône sont discutées et des recommandations opérationnelles sont formulées

à partir de ces informations. Des pistes de réflexion, dans la continuité de ces travaux de recherche, sont également développées.

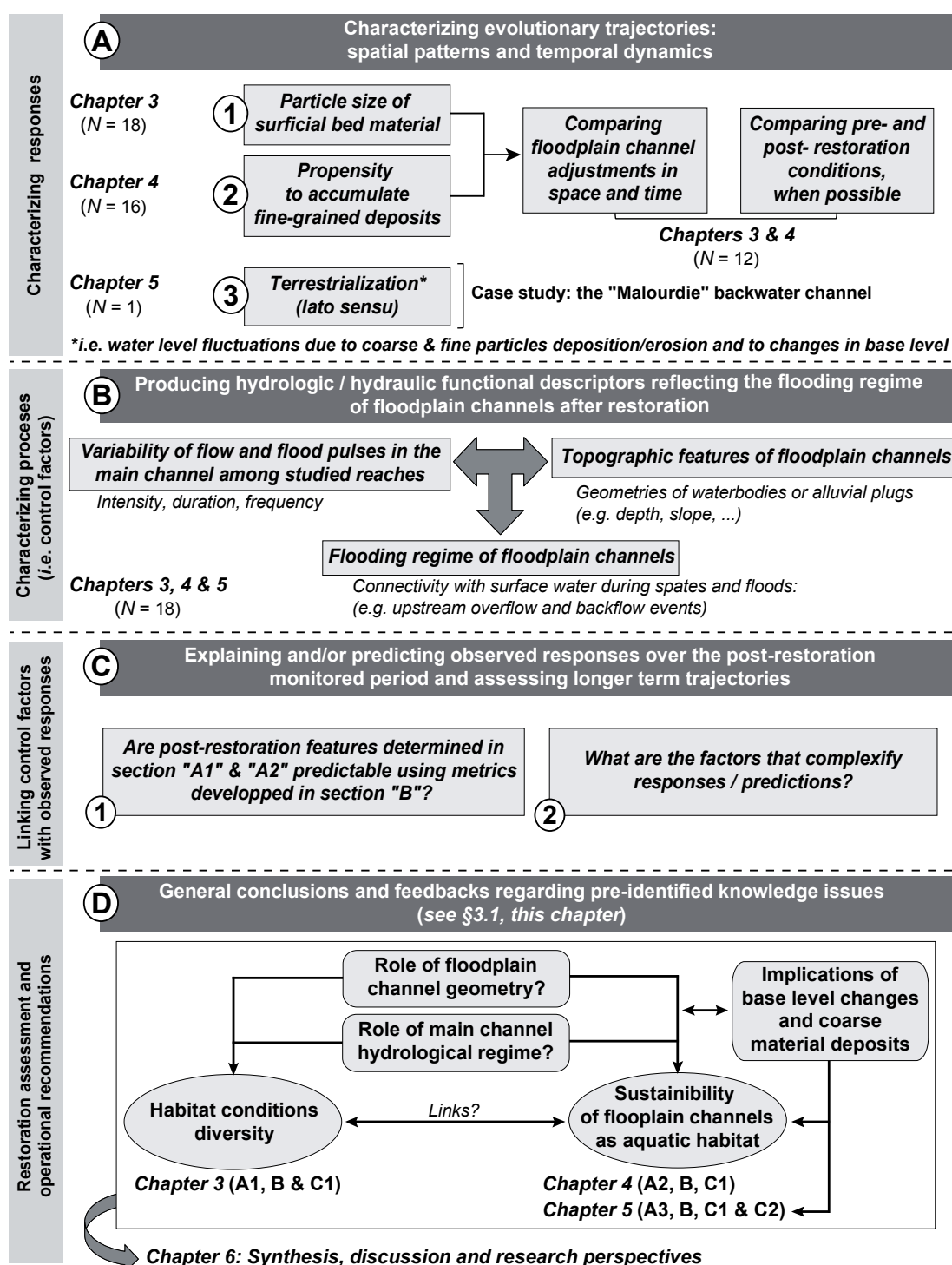


Figure 2.12. Illustration de l'approche analytique développée pour répondre à nos objectifs initiaux (cf. §3.1, ce chapitre) et organisation des travaux de recherche. Le nombre de bras concernés et les chapitres de recherche correspondant sont indiqués.

Chapitre 3. Variabilité spatiale et temporelle des conditions granulométriques dans des chenaux latéraux restaurés d'un grand fleuve : relier les patrons aux processus.

Riquier J., Piégay H. & Šulc Michalková M. (2015). Hydromorphological conditions in 18 restored floodplain channels along a large river: linking patterns to processes. *Freshwater biology*, 60, 1085-1103.

Abstract

Over the past few decades, numerous floodplain restoration projects have attempted to re-establish complex and diverse river floodplains. They often aim to restore lateral connectivity (*i.e.* interactions between the main river channel and floodplain channels) and rejuvenate floodplain habitats which are no longer maintained or created by fluvial processes. Nonetheless, results of these experiences in terms of hydromorphological conditions and adjustments are rarely shared. The Rhône River is a large, highly regulated system where lateral connectivity has been greatly reduced. We investigated habitat dynamics (using sedimentological indicators as proxies) in 18 floodplain channels that were restored between 1999 and 2006. Environmental data (bathymetry and grain size of surficial fine sediments) were acquired on three to five surveys for each channel covering 5-12 years after restoration. In addition, a pre-restoration survey was made in 12 of the 18 channels. Using pressure sensors in the floodplain channels and rating curves in the main channel, we quantified the upstream overflow frequency and magnitude (*i.e.* maximum shear stress) in the channels, and tested how these variables explain observed sedimentological patterns. Between-channel diversity accounted for 81% of the sedimentological variability observed after restoration. Time-averaged sedimentological conditions were robust and well predicted from overflow frequency and magnitude. Similarly, an indirect index of lateral connectivity used by hydrobiologists was also predictable from overflow frequency and magnitude. The remaining 19% of the sedimentological variability was attributed to temporal variation within channels and was mainly related to changes in longitudinal grain size gradient. This emphasizes that grain size patterns are periodically reworked as a result of the flooding regime (backflow vs overflow) without significantly affecting average grain sizes. However, trajectories of grain size changes were stochastic and not always related to the hydrological regime. Accordingly, the partial pre-restoration data suggest that post-restoration sedimentological conditions were often similar to those observed before restoration, except in a few channels where major restoration works were performed. Our results quantify how changes in upstream overflow frequency and magnitude can modify physical conditions in the floodplain channels. They can be used to design habitats that are infrequent or missing at the floodplain scale. These results also suggest that changes in upstream plug morphology are a primary habitat driver. Such changes could be more frequently implemented in the Rhône and elsewhere to maximize the diversity of physical conditions in floodplains.

1. Introduction

Lateral connectivity, defined as the complex interactions between the main channel and floodplain waterbodies, involves many surface and subsurface processes sustaining the ecological integrity of fluvial corridors (e.g. Ward & Stanford, 1995a; Petts & Amoros, 1996). The lateral exchanges of biota, mineral and organic particles and dissolved chemicals are related to the interaction between flood pulses (*sensu* Junk *et al.*, 1989; Tockner *et al.*, 2000) and topographical patterns of floodplains. In large rivers, these processes promote a complex and dynamic mosaic of interactive terrestrial, aquatic and ecotonal patches, which are created and periodically reworked by geomorphologically effective floods and spatial shifting of the main channel (e.g. Petts & Amoros, 1996; Ward *et al.*, 2002). The consequent diversity of environmental conditions and habitats, which occur along multidimensional gradients and across a wide range of space and time scales, make floodplains some of the most species-rich and productive ecosystems (Naiman *et al.*, 1993; Ward *et al.*, 1999; Tockner & Stanford, 2002).

Unconfined and unregulated large floodplain-river systems often consist of an array of more or less connected floodplain channels (e.g. active secondary channels, backwaters, sloughs), with a diversity of ecological successional stage development and trajectories (e.g. Amoros *et al.*, 1987; Ward & Stanford, 1995a). Therefore, these typical landforms of shifting rivers have been identified as critical habitat patches for the conservation of biodiversity (Henry & Amoros, 1995; Tockner *et al.*, 1999; Ward & Tockner, 2001) among other ecosystem services. Floodplain channels exhibit progressive but non-linear evolutionary trajectories of channel adjustment and associated ecological changes until a final terrestrial stage (Roux, 1982a; Bravard *et al.*, 1986; Amoros *et al.*, 1987). This general trend is punctuated by brief phases of flood scouring sometimes contributing to regressive successional processes (Bornette *et al.*, 1994; Bornette & Amoros, 1996; Amoros & Bornette, 2002). Terrestrialization and rejuvenation processes are mainly linked to the hydrological and hydraulic regimes (Erskine *et al.*, 1992; Piégay *et al.*, 2000, 2008; Citterio & Piégay, 2009).

At the early stage, active secondary channels or lotic channels are permanently connected at both ends to the main channel. Connections remain active until the establishment of an alluvial plug, often formed primarily by bedload deposits at the upstream end of channels (Shields & Abt, 1989; Rowland *et al.*, 2005; Constantine *et al.*, 2010). Larger angles between the main channel and the cut-off channel result in less bedload transport in the cut-off, inducing shorter plugs and a longer persistence as aquatic habitat of the floodplain channel (Constantine *et al.*, 2010). After this pioneer stage, cut-off channels are progressively filled by fine sediment deposits, inducing channel narrowing and shallowing and gradually decreasing connectivity as the channel closes off (Gagliano & Howard, 1984; Hooke, 1995; Piégay *et al.*, 2000, 2008; Citterio & Piégay, 2009; Toonen *et al.*, 2012). Sedimentation rates and patterns in the floodplain channels vary in space and time. In particular, suspended sediment inputs may change through time due to changes in basin land use. Floodplain channel geometry controls slope conditions and upstream-downstream connections, so that sedimentation rates are different according to geomorphic patterns. When the main channel shifts laterally, floodplain channel sedimentation can evolve through time and filling can be either exacerbated or replaced by scouring (Piégay *et al.*, 2000).

Nowadays, river-floodplain ecosystems are among the most altered and threatened environments (e.g. Brinson & Malvarez, 2002; Tockner & Stanford, 2002). This is particularly relevant for developed countries where large river floodplains have been subjected to severe human-induced impacts (e.g. Petts *et al.*, 1989). Indeed, cumulative human infrastructure and activities (e.g. river regulation, damming, in-channel gravel-mining) have damaged the flood pulse functioning of rivers and drastically decreased lateral connectivity (e.g. Ward & Stanford, 1995a) and the self-renewing capacity of such systems (e.g. Bravard *et al.*, 1986; Hohensinner *et al.*, 2011).

Over the past few decades, numerous floodplain restoration projects have attempted to re-establish complex and variable river-floodplain systems. They often aim to restore connectivity between the main channel and floodplain waterbodies and rejuvenate floodplain habitats which are no longer maintained or created by fluvial processes (e.g. Tockner, Schiemer & Ward 1998; Simons *et al.*, 2001; Coops *et al.*, 2006; Shields *et al.*, 2011). The Rhône River restoration, first implemented on the Pierre-Bénite reach downstream of Lyon in 1999 (see Amoros, 2001; Amoros *et al.*, 2005), attempts to improve habitat conditions in multiple reaches along the river. It has involved two main measures: (i) increasing minimum flow in the main channels of reaches that were bypassed by hydroelectric projects and (ii) restoring the aquatic habitat conditions of selected floodplain channels within the river corridor. The guiding principle of the project was to optimize ecological functioning and maximize the diversity of habitat conditions within and between floodplain channels at the reach scale, with the aim of restoring a wide range of successional stages (Amoros, 2001; Amoros *et al.*, 2005).

Measurements to quantify floodplain restoration success are rarely implemented, even though such information is critical both for guiding future design and implementing adaptive management (Buijse *et al.*, 2002; Downs & Kondolf, 2002; Palmer *et al.*, 2007; Lamouroux *et al.*, 2015). The analysis of restoration effects in floodplain channels of large rivers is also complicated by the difficulty of obtaining quantitative descriptions of their hydromorphological characteristics (e.g. sediment dynamics, connection frequency, hydraulics) due to heterogeneous and dynamic topographies, multiple connections with the main channel and difficulties of performing measurements during floods (e.g. Nicholas & Mitchell, 2003; Lamouroux *et al.*, 2015). Due to the lack of such information for the Rhône floodplain channels, hydrobiologists studying these systems have used indirect descriptions of floodplain channel lateral connectivity defined as a linear combination of organic matter content, water electrical conductivity, horizontal cover by submerged aquatic vegetation and substratum diversity (Castella *et al.*, 2015; Paillex *et al.*, 2015). According to Castella *et al.* (2015), their indirect index potentially integrates all aspects of lateral connectivity, including effects of groundwater supply.

The objectives of this paper are to: (i) establish a typology of restored floodplain channels based on observed grain sizes as a proxy for habitat conditions; (ii) relate sedimentological patterns to two quantitative descriptors of the flooding regime that managers can modify: upstream overflow frequency and magnitude (shear stress during floods); (iii) assess how restoration modified grain sizes in a few restored channels; (iv) model the indirect index of lateral connectivity used by hydrobiologists (hereafter indirect connectivity index) from overflow frequency and magnitude; and (v) provide recommendations for improving restoration design and monitoring.

2. Methods

2.1. Study sites

Twenty-four floodplain channels, distributed along 165 km of the Rhône River, were restored between 1999 and 2006 in four reaches that were bypassed by hydroelectric operations. Maps, photographs and general characteristics of the restored reaches and their floodplain channels were presented by Lamouroux *et al.* (2015) [see also Figure 2.5 in Chapter 2 and Appendix 1.2]. Three reaches are in the French Upper-Rhône between Switzerland and Lyon (Chautagne, Belley and Brégnier-Cordon, restored between 2004 and 2006) and the last one (Pierre-Bénite, restored in 1999) is downstream of Lyon and the confluence of the Rhône with its main tributary, the Saône River. Of the 18 restored floodplain channels included in our study (Table 3.1), five were secondary channels with permanent upstream and downstream surface connections and 13 were backwater channels with permanent connections only at their downstream end (*i.e.* plugged at their upstream end). All are former braided or anastomosed channels.

Different types of restoration works were conducted (Table 3.1). For 15 of the 18 floodplain channels, fine and sometimes coarse alluvium was dredged. These engineering works increased the volume of water by deepening and sometimes lengthening and widening the channel as well as improving groundwater-channel exchanges. Amongst these 15 channels: (i) seven backwaters had been totally isolated from the main channel and were reconnected at their downstream ends (MALO, BEAR, GRAN, MOLO, PONT, JARI, TABL; see Table 3.1 for codes); (ii) four backwaters were already connected by their downstream end and were rejuvenated [*i.e.* dredging operations improved the downstream exchanges with the main channel] (BROT, LUIS, MOIR, FOUR); (iii) four channels were reconnected at both ends to create active secondary channels (ENIL, VACH, MATH and CISE); (iv) the three remaining channels (LUCE, CHAN & CERI) were subjected only to minor improvements (see Table 2.4, Chapter 2).

The 18 floodplain channels were restored on different dates (Table 3.1) and were influenced by different hydrological regimes due to their topography and location. Three channels in the Upper-Rhône (BROT, CHAN & PONT) have hydrological regimes depending on the total (not bypassed) discharge (Figure 3.1), which is strongly influenced by snow and ice melt. All other channels depend on the hydrological regime of the corresponding bypassed main channel (Table 3.1). Bypassed main channels frequently receive a minimum flow, but much higher discharges during spates, when the maximum discharge processed by the hydropower plant is exceeded (Klingeman *et al.*, 1998; Lamouroux *et al.*, 2015). As a result, the floodplain channels are influenced by a variety of artificial flow regimes with different flood magnitude, frequency and timing (Figure 3.1). The flow regime at Pierre-Bénite notably differs from others due to the influence of the Saône River, which has a pluvial regime and higher suspended sediment loads (Citterio & Piégay, 2009).

Channel			Connectivity type †		Restoration year	Date of field surveys (including bathymetric and grain size measurements)												
Reach code	Name	Code	Before	After		Pre-restoration	T-x	T+1	T+2	T+3	T+4	T+5	T+6	T+7	T+8	T+10	T+12	
CHAU	Malourdie*	MALO	isolat.	downst.	2004	-	06/2005	03/2006	10/2007	-	08/2009	-	08/2011	-	-	-		
CHAU	Brotalet °	BROT	downst.	downst.	2004	-	-	03/2006	10/2007	-	08/2009	-	08/2011	-	-	-		
BELL	Luisettes*	LUIS	downst.	downst.	2005	2004	02/2006	10/2007	08/2009	-	-	08/2011	-	-	-	-		
BELL	Moiroud*	MOIR	downst.	downst.	2005	2004	02/2006	10/2007	08/2009	-	-	08/2011	-	-	-	-		
BELL	Béard*	BEAR	isolat.	downst.	2005	2004	02/2006	10/2007	08/2009	-	-	08/2011	-	-	-	-		
BELL	Fournier*	FOUR	downst.	downst.	2005	2004	03/2006	10/2007	08/2009	-	-	08/2011	-	-	-	-		
BELL	Lucey*	LUCE	up-downst.	up-downst.	2005	2004	03/2006	10/2007	08/2009	-	-	08/2011	-	-	-	-		
BELL	D'en l'île*	ENIL	isolat.	up-downst.	2005	2004	02/2006	10/2007	08/2009	-	-	08/2011	-	-	-	-		
BELL	Chantemerle °	CHAN	downst.	downst.	1989/1993/2003	-	-	-	-	10/2007	-	08/2009	-	08/2011	-	-		
BREG	Granges*	GRAN	isolat.	downst.	2006	2004	10/2007	-	08/2009	-	08/2011	-	-	-	-	-		
BREG	Vachon*	VACH	downst.	up-downst.	2006	2004	11/2007	-	-	04/2010	08/2011	-	-	-	-	-		
BREG	Cerisiers*	CERI	downst.	downst.	2006	2004	10/2007	-	08/2009	-	08/2011	-	-	-	-	-		
BREG	Mathan*	MATH	isolat.	up-downst.	2006	2004	10/2007	-	-	04/2010	08/2011	-	-	-	-	-		
BREG	Molottes*	MOLO	isolat.	downst.	2006	2004	11/2007	-	-	03/2010	08/2011	-	-	-	-	-		
BREG	Ponton °	PONT	isolat.	downst.	2006	2004	11/2007	-	-	03/ 2010	08/2011	-	-	-	-	-		
PBE	Ciselande*	CISE	isolat.	up-downst.	1999	-	-	-	-	08/2003	-	-	-	10/2007	09/2009	07/2011		
PBE	Jaricot*	JARI	isolat.	downst.	1999	-	-	-	-	07/2003	-	-	-	10/2007	09/2009	07/2011		
PBE	Table-Ronde*	TABL	isolat.	downst.	1999	-	-	-	-	07/2003	-	-	-	10/2007	09/2009	07/2011		

CHAU = Chautagne reach; BELL = Belley reach; BREG = Brégnier-Cordon reach; PBE = Pierre-Bénite reach.

* Channels located in bypassed reaches.

° Channels not located in by-passed reaches. Note that BROT is located at the downstream end of the bypassed reach of CHAU, so that its water level fluctuations match the total discharge of the Rhône (*i.e.* bypassed reach discharge plus artificial channel discharge).

† Permanent surface connections with the main channel. isolat.: fully disconnected channel; downst.: connected only at the downstream end; up-downst.: fully connected channel.

Table 3.1. Connectivity type of the floodplain channels before and after restoration and dates of field surveys. See also Figure 2.5 (Chapter 2) and Appendix 1.2 for maps and photographs.

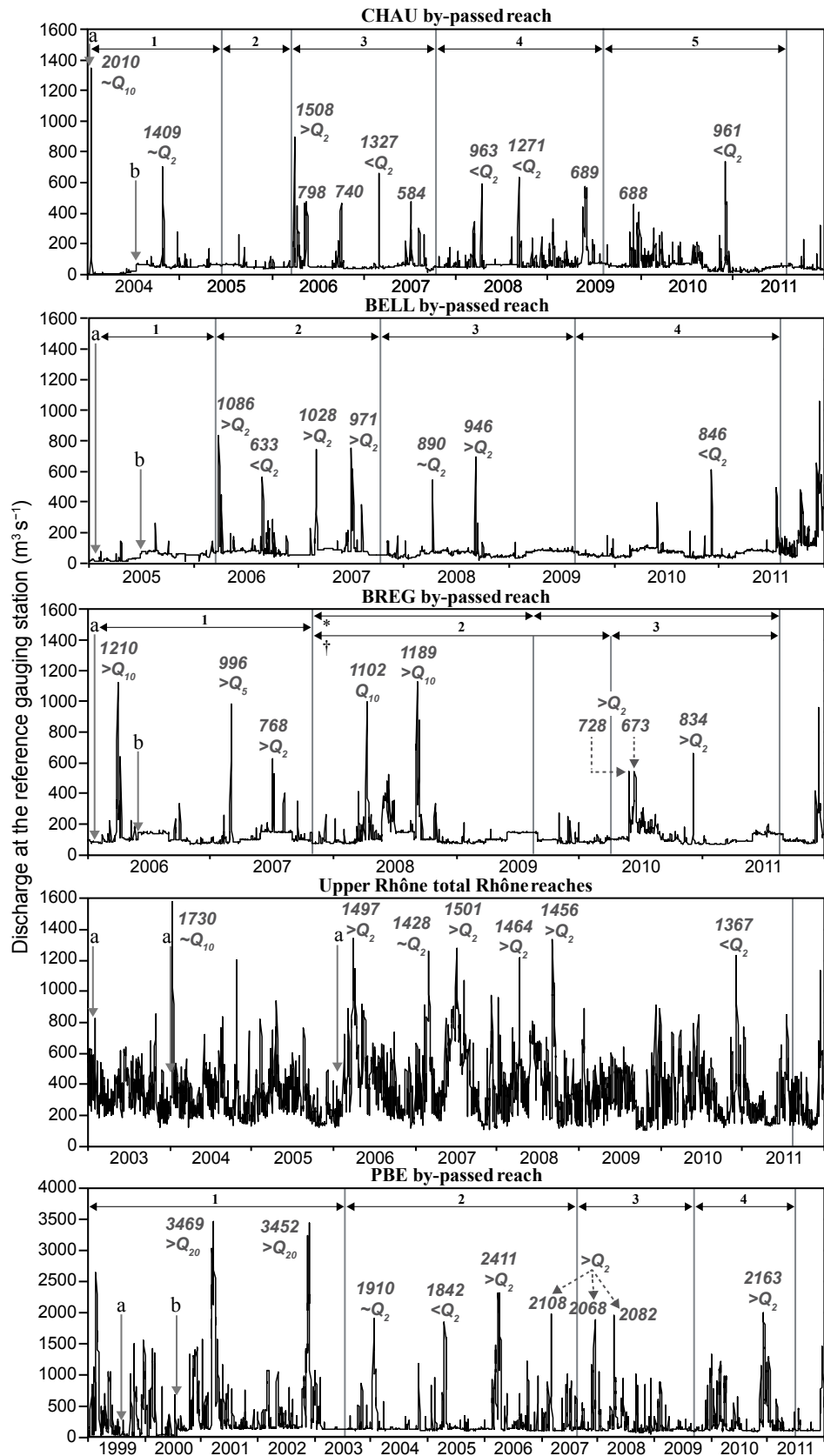


Figure 3.1. Daily average discharge in the different reaches after restoration, and identification of major spates (return periods of around 2, 5, 10 or 20 years; *i.e.* a 50%, 20%, 10%, 5% annual probability of occurrence, respectively); maximum hourly discharge during spates are indicated (data from the Compagnie Nationale du Rhône). Periods between sediment surveys are indicated for each reach above the discharge series. "a" indicates the end of civil engineering works and "b" indicates minimum flow increase. See Table 3.1 for the correspondence between bypassed reaches and floodplain channels. For BREG bypassed reach: (*) periods relevant for GRAN & CERI channels; (†) inter-periods relevant for VACH, MATH and MOLO channels. The total discharge of the Rhône (here measured near BELL reach) illustrates the discharge history for the three channels connected out of bypassed reaches (CHAN restored in 2003, BROT restored in 2004 and PONT restored in 2006), although slight spatial variations were taken into account in our analyses. See Table 3.1 for inter-periods of these three channels.

Total and bypassed daily discharges in the main channels of the Rhône since completion of restoration works were available (Lamouroux *et al.*, 2015). In addition, hourly discharge series from 2006 to 2011 and maximum hourly discharge for post-restoration periods prior to 2006 were provided by the Compagnie Nationale du Rhône (CNR) for the main channels and their main tributaries. During the study period, the history of spates varied substantially between reaches and with time within reaches (Figure 3.1). High-magnitude spates in the bypassed main channels occurred mostly during the three years that followed restoration.

2.2. Hydrological and topographic field measurements

Stage-discharge data for the main channel close to the extremities of each of the restored floodplain channels were estimated from regular surveys of cross-sections topography and water levels at different discharges were made by the CNR (see Figure 3.2c; Lamouroux *et al.*, 2015). We used a power regression model with datum correction (Hersch, 1993) to establish main channel rating curves, where the relation may be expressed by an equation of the form:

$$H = H_0 + a Q^b \quad (\text{Eqn 3.1})$$

where H is the stage, Q is the discharge, H_0 is the stage at zero flow, and a , b are constant calibration coefficients. Models have been determined using "Nonlinear Least Squares" package of R software (2013). When interpolating H along the main channel, all distance measurements were based on recent aerial orthophotos provided by the French National Geographic Institute (IGN©, "Institut National de l'Information Géographique et Forestière").

By contrast, the detailed topography and the hydrology of the floodplain channels were largely unknown. Therefore, we surveyed the altitude of alluvial plugs to determine the stage where upstream connection occurs with a Differential Global Positioning System (hereafter DGPS), GPS and Glonass compatible R8-Trimble GNSS (Sunnyvale, California, USA). Upstream overflow level estimates of the channels had an average vertical precision of ± 3.5 cm. Autonomous pressure sensors (Diver® - Di240 & Di501, Schlumberger water services, Delft, Netherlands) were installed to record water level variations in these floodplain channels. Their altitude was recorded with the DGPS and pressure transducers were used for barometric compensation (Di250 & Di500). These sensors were installed at the upstream end of waterbodies within the floodplain channel, where rapid changes in water levels were expected during overflow events. The sensors had a one-hour time step and provided water level estimates with an average composite error of ± 6 cm.

The bathymetry of waterbodies along floodplain channels was surveyed once before restoration for 12 of the 18 channels, then during the year following restoration in all channels, and on average every two years since restoration (Table 3.1). We used a rod to measure local water depth and a meter counter to measure the distance downstream (Figure 2.7, Chapter 2). Measurements were done every 10 m along the channels centreline, providing from 19 to 164 points per channel. The measured depth was an average of three to five different measures made within an area of about 0.25 m². In a few cases surveyed before 2006, the number of observations was lower and consisted of between five to 25 measurements depending on the channel (primarily for pre-restoration surveys and for the first field surveys at Pierre-Bénite).

2.3. Estimating overflow frequency and magnitude in restored floodplain channels

We first calculated the average annual upstream overflow frequency (hereafter overflow frequency or \bar{f}_{Qb}), which was defined as the number of days per year during which the main channel overflowed the upstream alluvial plug (e.g. active secondary channels permanently connected at both ends have an average flow frequency of 365.25 days.year⁻¹). Then, we estimated for each floodplain channel the maximum hourly total boundary shear stress recorded since restoration.

Two methods were compared to quantify upstream overflow discharge (Q_b) of backwater channels and validated with field observations during spates: (i) the combination of DGPS field measurements of overflow levels and available stage-discharge relationships for the main channel, and (ii) the identification of breaks in the stage-discharge relationships derived from the pressure sensors (Figure 3.2). For the latter, water level series provided by the pressure sensors were related to hourly mean discharge in the main channel. Because gauging stations and pressure sensors were not always close (from 0.7 to 12.9 km), the average lag time between the two was estimated by matching peak flow and maximum elevation of the water level on flow hydrographs. Gauging stations were always located downstream of main tributaries. Therefore, for channels located upstream of tributaries, the tributary discharge was subtracted taking into account the average lag time between gauges and the pressure sensor.

To identify breaks in stage-discharge rating curves, we fitted them using piecewise linear regressions ("segmented" package of the statistical software R, 2013). We assumed that overflow would generate breaks in the stage-discharge relationships. For each backwater channel, we increased the number of segments iteratively, until the fit with the observed data was visually satisfactory. Because hourly discharges in the main channel were available only for 2006-2011, overflow frequency obtained from prior periods was adjusted. We used second-order polynomial regressions linking overflow frequencies obtained with hourly and daily discharge over their shared time-period to reconstruct hourly frequencies over a longer period.

The magnitude of overflows was described by the spatially averaged total boundary shear stress ($\bar{\tau}$) for a given main channel discharge (Q), calculated as:

$$\bar{\tau} = \rho g \bar{H} s \quad (\text{Eqn 3.2})$$

where ρ is water density [1000 kg.m⁻³], g is gravitational acceleration [9.8 m.s⁻²], \bar{H} is the average water depth [m] along the channel (calculation of \bar{H} is described in the following section) and s is the average water-surface slope [dimensionless]. Because detailed surface water measurements were not available during connections with the main channel, we assumed a constant slope along the restored channel.

Waterline slopes of active secondary channels were estimated by multiplying the slope of the main channel by the ratio of main channel centreline length to floodplain channel centreline length. In backwater channels, slopes were derived from water levels estimated at our pressure sensors and in the main channel at the downstream end of the backwater channels (Figure 3.2). To calculate \bar{H} , we started from the local depths H_x measured during our field surveys, where x is the distance between the measuring point and the downstream end of the channel. Then, we estimated local changes in depth (ΔH_x) between Q and the field measurement discharge (Q_{obs}). In

backwaters, because ΔH_x was known at our pressure sensor (ΔH_{x_p}) and at the downstream end of the floodplain channel (ΔH_0 , provided by the main channel rating curve), we extrapolated these values spatially. In practice (Figure 3.2):

$$\Delta H_x = \Delta H_0 + \frac{x}{x_p} (\Delta H_{x_p} - \Delta H_0) \quad (\text{Eqn 3.3})$$

For active secondary channels, ΔH_x measured at the upstream end was used instead of ΔH_{x_p} .

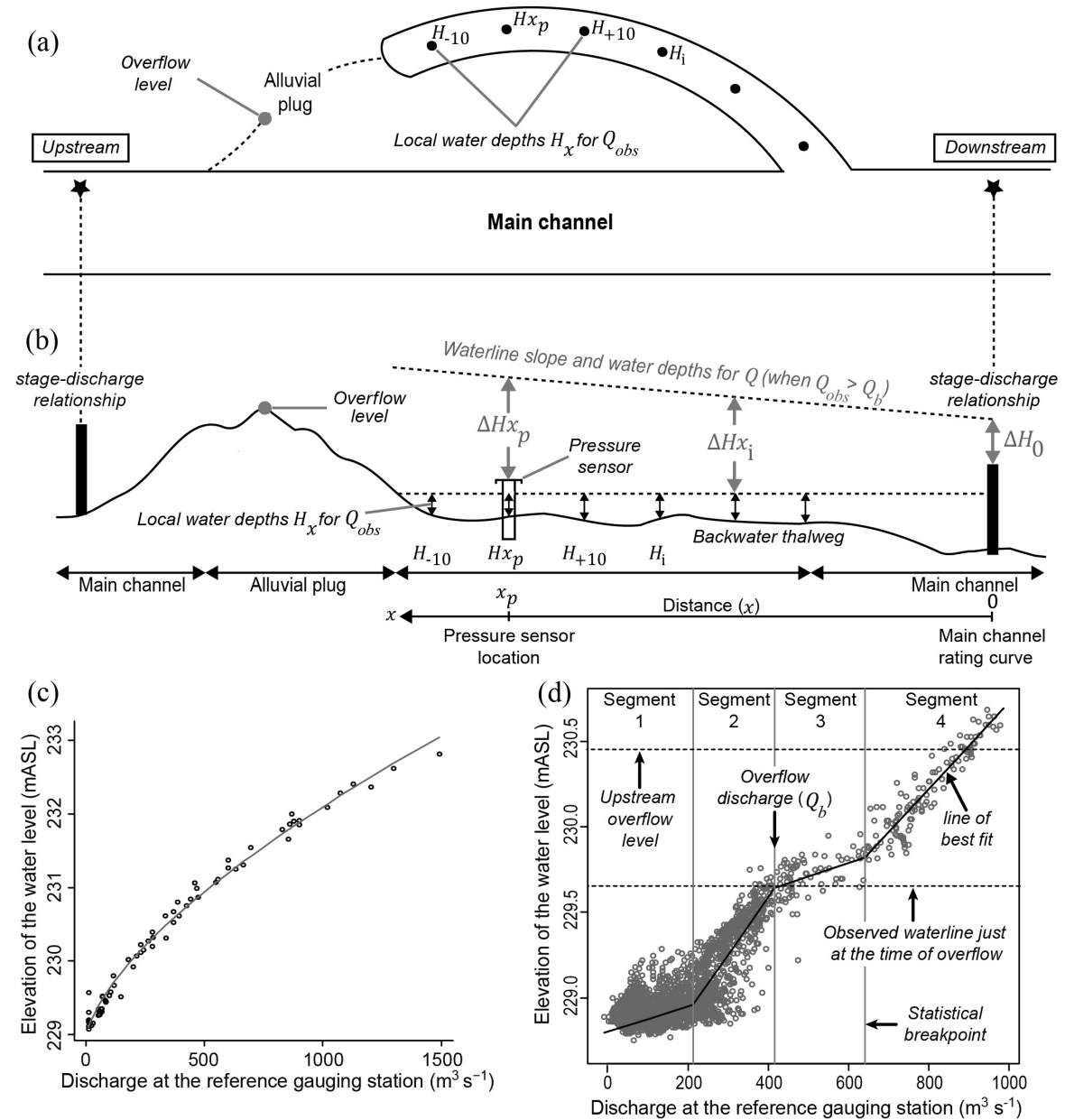


Figure 3.2. General principle of the method used for acquiring hydrological and hydraulic variables: (a) plan view; (b) longitudinal view. (c) Examples of stage-discharge relationship and associated rating curve in the main channel derived from a power-law regression and (d) in a restored floodplain channel derived from a piecewise regression; see text for further details. (c) is from River Km 130.170 ($N = 74$; $R^2 = 0.99$; measurements were made between 1985 and 2006). (d) is from channel MOIR ($N = 35\,660$; total $R^2 = 0.88$; hourly surface water level fluctuations are from a pressure sensor between 01/2006 and 12/2010).

2.4. Grain size measurements

To describe longitudinal and temporal patterns in grain sizes, considering both newly deposited materials and coarse reference material (*i.e.* reference gravel surface observed right after restoration works), we surveyed five sediment plots on each sampling occasion (Table 3.1) in each floodplain channel. Plots (area of about 0.25 m²) were regularly spaced along the centreline of each waterbody and, as far as possible, samples were collected at the same locations during each survey. Sediments were collected with an Ekman grab (Figure 2.8, Chapter 2). All samples with a median particle size exceeding the gravel class (>2mm) were considered as "gravel or larger" by visual estimation (*in situ*), without more accurate distinction of size. Only fine particles (sand, silt, clay) were stored and were analysed using a laser granulometer (Malvern Mastersizer Hydro 2000, England), after destruction of organic matter and chemical dispersion of the mineral fraction (Delile *et al.*, 2014). For the purposes of this paper, the median particle sizes were assigned to three categories at each plot according to Wentworth (1922) grain size charts (silt and clay, sand, gravel or larger; noted hereafter silt, sand and gravel, respectively) and the proportion of these categories within each channel was computed for each survey.

Two other grain size descriptors were measured: the presence or absence of longitudinal grain size gradient (*i.e.* downstream fining or coarsening) and the fine sediment coverage. Downstream fining or coarsening was described by Spearman rank's correlation (r) between the distance from upstream and median particle size across plots. The fine sediment coverage was the proportion of the channel length covered by fine sediments, as estimated from field sediment monitoring every 10 m along the centreline.

2.5. Spatial and temporal analysis of grain size conditions

We applied a between- and within-channel Principal Components Analysis (PCA), using "ADE4" package on R software (Chessel *et al.*, 2004) to explicitly separate spatial and temporal components of our dataset. As a first step, our five sediment variables were normalized. The between-channel PCA was performed on the channel values averaged across surveys. Therefore, it focused on the spatial variation among channels. A Hierarchical Clustering Analysis performed on the first two components provided a typology of time-averaged post-restoration grain size patterns. The within-channel PCA was performed on deviations between grain size patterns during surveys and their channel average. Consequently, it focused on temporal variation around the average in the different channels. The grain size observations made before restoration in some floodplain channels (see the channels concerned in Table 3.1) were projected on the between-channel PCA and the within-channel PCA, that is, they did not contribute to the definition of the axes of the PCAs but their positions were compared with the post-restoration channels/surveys.

2.6. Relating grain sizes to overflow frequency and magnitude

We first used linear regressions to relate time-averaged grain size conditions (between-channel PCA F1 axis scores) to the overflow frequency (\bar{f}_{Qb}) and magnitude for the time period between the completion of restoration works and the date of the last field surveys (Tables 3.1 and 3.2). Overflow magnitude was described by the hourly maximum (over the post-restoration period) of the spatially averaged total boundary shear stress (Equation 3.2). As the time elapsed since restoration is relatively short, we postulated that the choice of an observed temporal maximum shear stress was a more representative descriptor of geomorphologically effective flows than statistical flows. To determine the post-restoration hourly maximum shear stress (noted hereafter shear stress or $\bar{\tau}_{max}$), we first computed the shear stress for a wide range of hourly discharge in the main channel and for each available bathymetric survey to check that $\bar{\tau}_{max}$ values matched the maximum hourly discharge. In practice this was the situation for all floodplain channels with the exception of LUIS (Table 3.2), which has multiple connections to the main channel. For LUIS, the slope of the waterline and the shear stress both reached a maximum for a discharge of $640 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ in the main channel. Above this threshold, the slope is controlled by water levels in the main channel and becomes less steep. For each floodplain channel, we retained $\bar{\tau}_{max}$ values which correspond to the higher stress recorded from the closest bathymetric configuration.

Second, we investigated how temporal grain size patterns in our floodplain channels (within-channel PCA results) could be understood or not in view of temporal hydrologic variations in the reaches (Figure 3.1). For this purpose, inter-survey periods were identified in figure 3.1, because hydrological conditions during these periods should influence temporal changes in grain size.

Finally, we used multiple linear regression to test how the indirect connectivity index used by hydrobiologists (Castella *et al.*, 2015; Paillex *et al.*, 2015) was related to \bar{f}_{Qb} and $\bar{\tau}_{max}$. Because the indirect connectivity index potentially integrates all aspects of lateral connectivity, it should be explained only partly by overflow frequency and magnitude. This index was measured on two different post-restoration dates (two and four years after restoration) and at two sites (upstream and downstream) within each of the 12 floodplain channels that are considered both here and by Castella *et al.* (2015). We investigated how the indirect connectivity index was related to \bar{f}_{Qb} and $\bar{\tau}_{max}$ on the two dates. For this test, we used the estimation of \bar{f}_{Qb} and $\bar{\tau}_{max}$ over the whole hydrobiologist's post-restoration period monitoring, and thus expected the index measured four years after restoration to be better correlated to our hydrological and hydraulic descriptors.

Channel		General morphological characteristics			Upstream overflow discharge (m ³ .s ⁻¹)°				
Reach code	Channel code	Monitored length of the waterbody (m)	Upstream plug length (m)	Sinuosity*	Piecewise regression method	Rating curve topographic method	Field observations	\bar{f}_{Ob} (days.year ⁻¹)	$\bar{\tau}_{max}$ (N.m ⁻²)
CHAU	MALO	350	780	1.17	939	989	$\underline{Qb}<1100$	0.47	7.7
CHAU	BROT	650	130	1.14	<i>no break</i>	1246	$\underline{Qb}<1400$	0.87	54.1
BELL	LUIS	460	60	1.05	229	243	$\underline{Qb}<260$	9.91	28.8^
BELL	MOIR	680	315	1.27	417	421	$410<\underline{Qb}<450$	2.18	5.3
BELL	BEAR	730	60	1.25	833	820 (982 †)	$\underline{Qb}>900$	0.15	25.2
BELL	FOUR	740	225	1.07	105	167	$150<\underline{Qb}<180$	16.17	33.4
BELL	LUCE	1210	-	1.02	-	-	<i>Perm.</i>	365.25	26.5
BELL	ENIL	540	-	1.04	-	-	<i>Perm.</i>	365.25	20.6
BELL	CHAN	490	15	1.08	433	380	$420<\underline{Qb}<450$	149.47	22.0
BREG	GRAN	1010	210	1.19	539	460	$520<\underline{Qb}<570$	3.11	28.9
BREG	VACH	850	-	1.13	-	-	<i>Perm.</i>	365.25	34.4
BREG	CERI	920	3	1.07	<i>no sensor</i>	102	$90<\underline{Qb}<110$	172.27	17.0
BREG	MATH	1715	-	1.58	-	-	<i>Perm.</i>	365.25	27.7
BREG	MOLO	250	1220	1.25	601 (560 ‡)	340	$500<\underline{Qb}<750$	2.78	2.6
BREG	PONT	190	910	1.20	870	1266	$1200<\underline{Qb}<1300$	1.50	4.8
PBE	CISE	1090	-	1.26	-	-	<i>Perm.</i>	365.25	33.1
PBE	JARI	760	670	1.06	1801	1720	$1650>\underline{Qb}<1960$	4.31	21.3
PBE	TABL	470	1650	1.06	<i>no sensor</i>	>3500	Never connected	0	ø

* Sinuosity is the ratio between distance along channel median axis and the straight-line distance between upstream and downstream ends of channels.

^o Numbers in bold are those that were retained for quantifying overflow frequencies.

[^] The maximum total boundary shear stress does not correspond to the maximum discharge for LUIS (see text).

† This value was obtained by combining the overflow level and the pressure sensor rating curve (not the closest main channel rating curve). Because the main channel upstream rating curve does not consider the junction of a tributary (Le Séran) and because the pressure sensor is very close to the channel entrance.

‡ This value was obtained by using a pressure sensor which is implanted in a residual pond located in the upstream part of the alluvial plug.

Perm.: permanent connection.

Table 3.2. General and estimated physical characteristics of restored floodplain channel morphology, hydrology and hydraulics (see Table 2.4, Chapter 2, for additional data). See Table 3.1 for reach and channel codes. Qb is the upstream overflow discharge. The column "Field observations" refers to the discharge range in which Qb is included. These values are based on regular field observations during spates.

3. Results

3.1. General characteristics of floodplain channels and upstream overflow frequencies

Median grain size of sampling plots varied from 100% silt to 100% gravel. Fine sediment coverage also ranged from 0-100% of restored channel length. Longitudinal grain size patterns included both perfect downstream fining (*e.g.* LUIS 2006, $r = -1$, $P = 0.005$) and downstream coarsening (*e.g.* TABL 2011, $r = 0.95$, $P = 0.05$).

The assumption that the upstream overflow discharge (Q_b) can be characterized by a break point in the stage-discharge relationships was validated by field observations for LUIS, MOIR, CHAN, GRAN and JARI, and the corresponding estimates were retained (Table 3.2). For the other channels, values derived from the rating curve method were retained. Finally, overflows occurred at main channel discharges ranging from minimum flow (for channels with permanent connections, *e.g.* $60 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ for LUCE) to over $3\,500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (for TABL, which has not been connected since restoration, Table 3.2).

3.2. Between-channel (time-averaged) grain sizes

The total inertia of the grain size dataset could be partitioned into between-channel (81% of the overall inertia) and within-channel inertia (19%). This highlights the dominance of the spatial diversity between floodplain channels on the effect of individual temporal trajectories of each channel, and indicates that averaged types are very robust. The first two axes of the between-channel PCA (Figure 3.3) explained 87% of the between-channel inertia (56% for F1, 31% for F2). Fine sediment coverage (Fsc), gravel proportion (Gr), and silt proportion (Si) had the highest contributions to F1 (38%, 31% and 31% respectively). Axis F2 was influenced by sand proportion (Sa) and longitudinal grain size pattern (Gsgi) (58% and 26% respectively).

We identified four main types of time-averaged conditions (Figures 3.3c & 3.3d). Type 1 included gravel-bed floodplain channels with a very low fine sediment coverage rate (VACH, MATH, FOUR, ENIL, LUCE). They did not exhibit longitudinal grain size pattern and sometimes contained a few patches of silt or sand (FOUR, ENIL, LUCE). Types 2 and 3 constituted intermediate cases. They exhibited fairly similar fine sediment coverage and proportion of gravel. Type 2 had mainly sand-silt deposits whereas type 3 had more silt-sand deposits. Most types 2 and 3 channels (excepting CISE, BEAR and JARI) exhibited a clear downstream fining. Type 4 channels (MALO, PONT, MOLO, TABL) were totally covered by silt with highly variable longitudinal grain size patterns.

The projection on the between-channel PCA (Figure 3.3b) of pre-restoration surveys made in 12 channels suggested that restoration generally had a weak effect on the diversity of grain size patterns (similar distribution after restoration). However, four channels changed type after restoration (LUIS, GRAN, MATH, MOIR). For example, MATH channel that was fully reconnected after heavy restoration (Lamouroux *et al.*, 2015) became a type 1 gravel-bed channel.

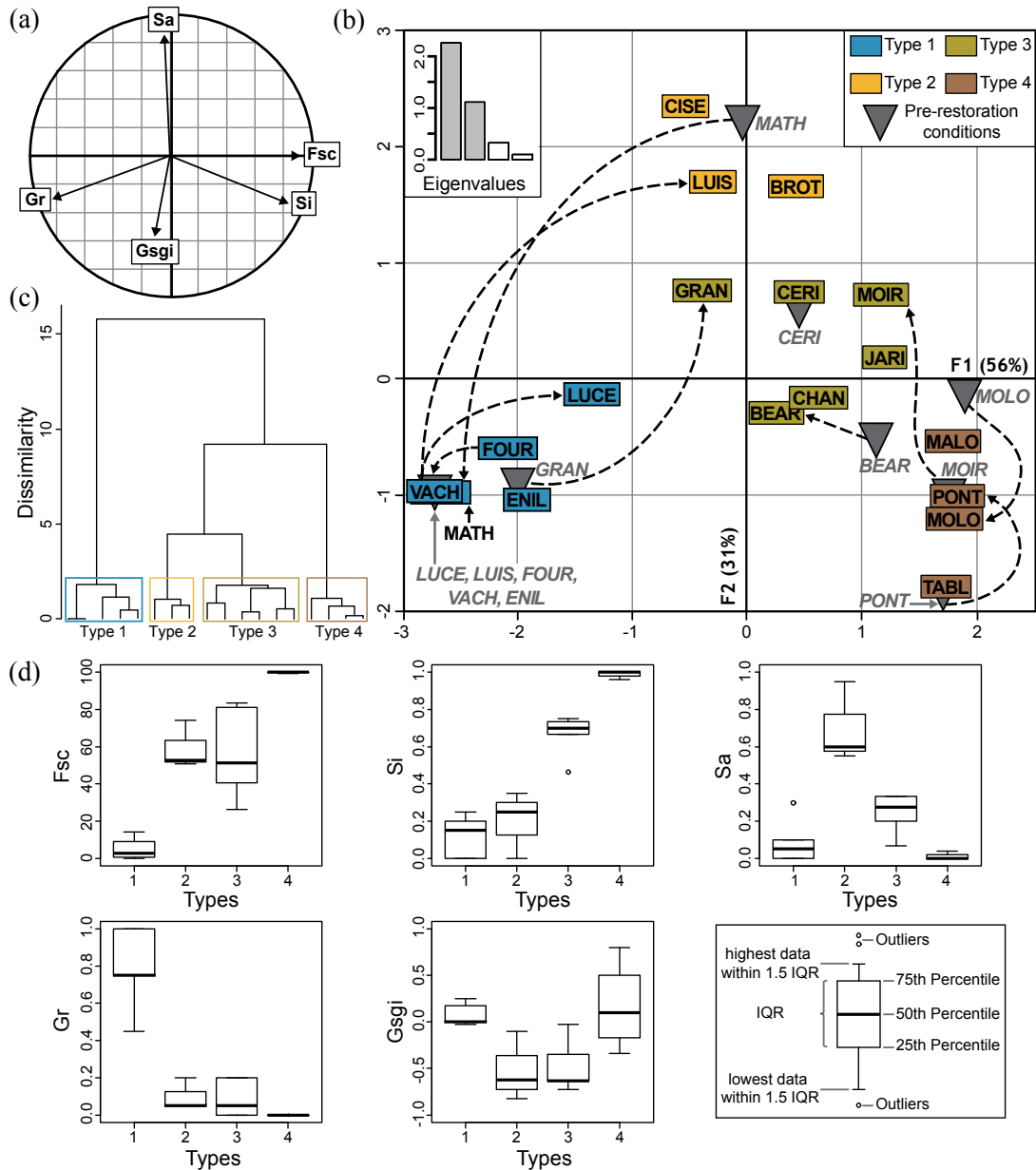


Figure 3.3. Results of the between-channel PCA. (a) Correlation circle of the bed grain size conditions, showing proportion of gravel (Gr), sand (Sa) and silt (Si) plots; Fsc: relative length covered by fine sediments; Gsgi: grain size gradient index - a positive value indicates a downstream coarsening. (b) Factorial map resulting from the between-channel PCA with some pre-restoration conditions projected (triangles). (c) Typology of channels defined using a Hierarchical Ascendant Clustering of the first two components of the between-channel PCA. (d) Distributions of grain sizes by channel type. See Table 3.1 for channel codes.

3.3. Within-channel dynamics of grain sizes

The 19% of within-reach inertia was due mostly to changes in longitudinal grain size gradient (contribution of 55 % on the 48% supported by the F1 axis; Figure 3.4). To a lesser extent, the evolution of the proportion of silt and gravel plots within channels influenced the first axis (contributions of 21 % and 16%). The second axis reflected the proportion of sand (59%) and gravel (27%).

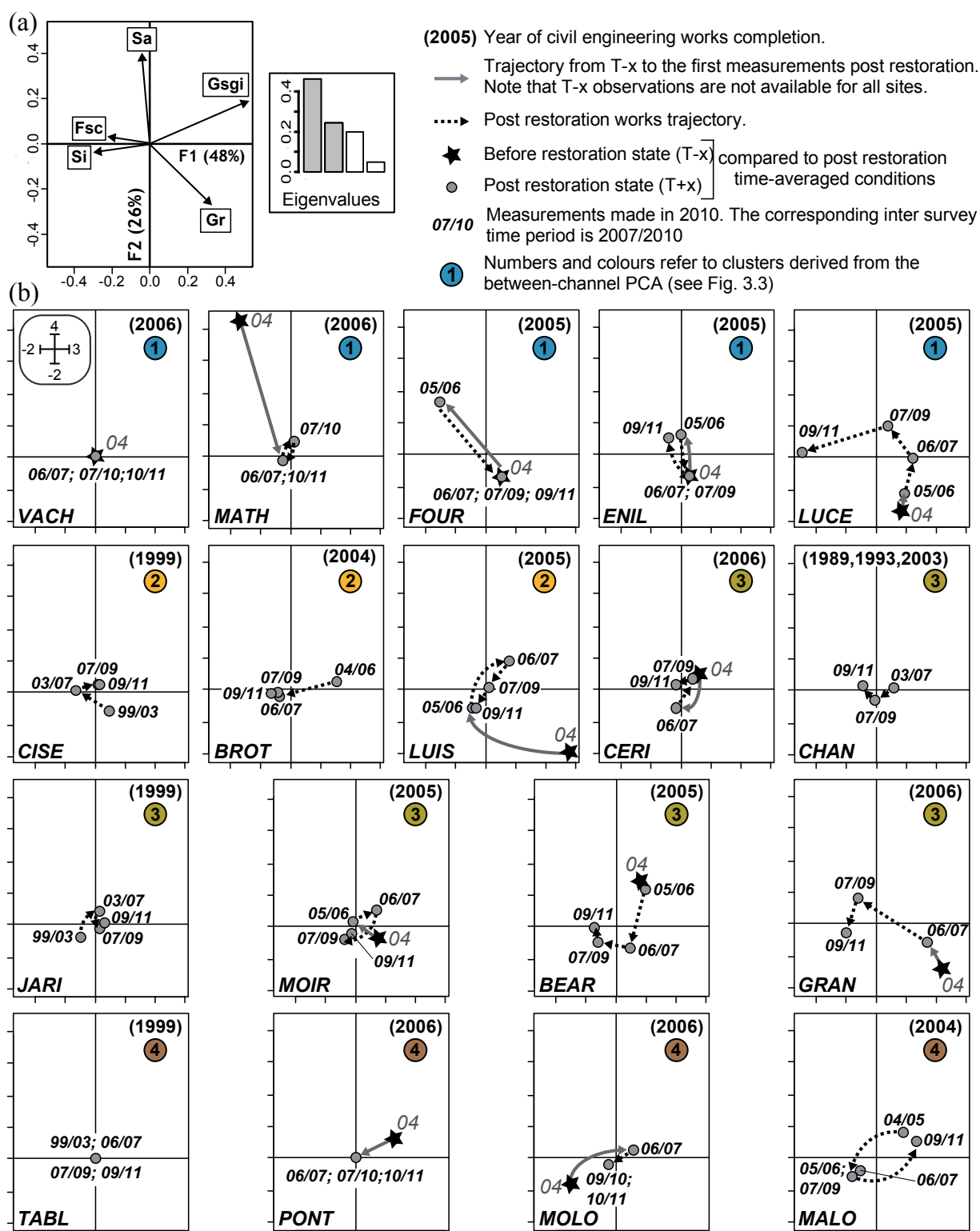


Figure 3.4. Results of the within-channel PCA. (a) Scores of sedimentological variables (proportion of gravel (Gr), sand (Sa) and silt (Si) plots; Fsc: relative length covered by fine sediments; Gsgi: grain size gradient index - a positive value indicates a downstream coarsening) and eigenvalues. (b) Survey scores for individual channels and associated dates. See Table 3.1 for channel codes.

Comparison between the pre-restoration and time-averaged post-restoration conditions was achievable for the 12 channels with pre-restoration data (Figure 3.4). Five channels exhibited roughly the same grain size condition before and after restoration (VACH, FOUR, ENIL, CERI, MOIR). Two had a clear grain size gradient before restoration (MOLO, downstream fining; PONT, downstream coarsening) whereas they had homogeneous silt deposits after restoration. Five others (BEAR, LUCE, LUIS, GRAN, MATH) exhibited different grain size patterns before and after restoration.

Channel trajectories in grain sizes after restoration (Figure 3.4) revealed the existence of a wide range of temporal changes in grain size conditions. Four patterns could be identified from "pseudo" steady states to dynamic changes:

(i) A first set of floodplain channels showed little dynamics (VACH, PONT, TABL, MATH, CERI, CHAN, MOLO). This group involved channels of types 1, 3 and 4.

(ii) A second set consisted of channels where the first observation was different, while subsequent years were all very close to the average conditions (FOUR, BROT, CISE, JARI). This group involved channels of types 1, 2 and 3.

(iii) A third set corresponded to channels that evolved between two contrasting conditions (ENIL, LUIS, MALO, and MOIR to a lesser extent), exhibiting a cyclic trajectory. For ENIL, 2007 and 2009 were opposed to 2006 and 2011. LUIS exhibited also a regressive phase from 2006 to 2007 and returned progressively to conditions closed to the first observation in 2011 with an intermediate position in 2009. For MALO, 2005 and 2011 were opposed to 2006, 2007 and 2009 due to radical changes in grain size gradient. This temporal pattern was also applicable to MOIR from 2006 to 2011, but with a lower amplitude of change. This group involved channels of all types.

(iv) The fourth set refers to channels that had progressively finer sediments and/or downstream fining, with a high amplitude of change (GRAN, BEAR, LUCE). This group involved channels of types 1 and 3.

3.4. Relating sedimentological conditions to overflow frequency and magnitude

Positioning the floodplain channels as a function of \bar{f}_{Qb} and $\bar{\tau}_{max}$ (Figure 3.5) showed that these two variables were weakly correlated ($R^2 = 0.09$) and together separated channel types fairly well. Nevertheless, types 1 and 2 showed some overlap and had both the highest shear stress values. However type 1 channels were permanently connected whereas type 2 channels were not. Type 3 channels had intermediate shear stress values but a wide range of overflow frequency. They exhibited the highest within-type variability. Type 4 channels had both the lowest shear stress and overflow frequency. Consistently, the first axis of the between-channel PCA was significantly related to both variables (Figure 3.6). FOUR had a highly negative residual value, whereas CISE and BROT (type 2 channels) had the most positive ones.

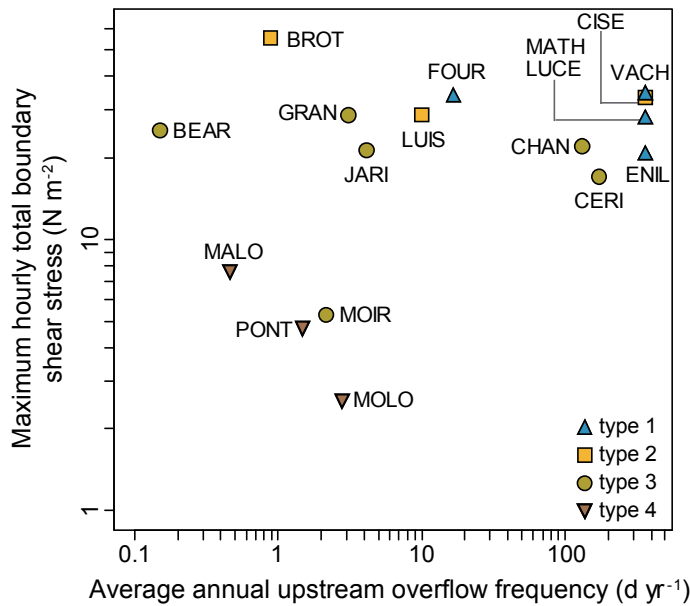


Figure 3.5. Scatter plot of floodplain channels according to their average annual upstream overflow frequency (\bar{f}_{Qb}) and their maximum hourly total boundary shear stress ($\bar{\tau}_{max}$). Physical variables are estimated for the time period between the completion of restoration and the last survey. TABL is not displayed on the graph (never connected by its upstream end). See Figure 3.3 for type definitions and Table 3.1 for channel codes.

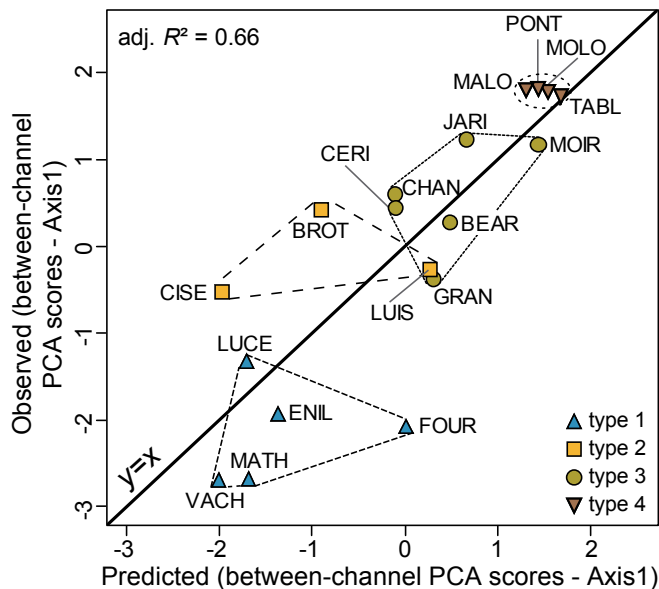


Figure 3.6. Observed time-averaged grain size conditions for the 18 restored floodplain channels (between-channel PCA F1 scores, see Figure 4.3) vs predicted ones ($F1 \text{ score} = 1.72 - 0.006 \bar{f}_{Qb} [P < 0.002] - 0.05 \bar{\tau}_{max} [P < 0.02]$; adjusted $R^2 = 0.66$). The line of perfect agreement is shown in bold. Dotted lines group floodplain channels by time-averaged grain size types. See Figure 3.3 for type definitions and Table 3.1 for channel codes.

Within-channel trajectories were less clearly related to hydrological variations, and not necessarily organised by bypassed reach or channel type (compare Figure 3.1 and Figure 3.4). Nevertheless, channels where the first observation after restoration differed from the subsequent observations were generally associated with an active hydrological period after the first survey (2004-2006 for BROT; 1999-2003 for CISE & JARI; 2006-2007 for FOUR). It indicates that the spates occurring after the first survey often had shear stress values high enough to rework fine deposits and to produce specific grain size patterns. For example, FOUR had some fine sediment patches in 2006 following a first "quiet" hydrological phase after restoration. This waterbody became a fully gravel-bed channel during the following years (2006-2007) with more frequent and stronger upstream overflow events. In the same vein, the channels with cyclic grain size trajectory (ENIL, LUIS and MOIR - BELL reach) were modified mostly during an active hydrological period as a result of scouring of fine sediments (in 2006-2007). Then, channels progressively evolved during the following inter-survey periods with less active flood regimes (2007-2011).

Changes in other channels from period to period did not seem to be related to their flooding regime. Some of them maintained invariant grain size conditions over time regardless of spate

history (VACH, PONT, TABL); others followed a progressive trend towards terrestrialization with a small (CHAN, CERI, MATH, MOLO) or large amplitude of change in grain size patterns (LUCE, GRAN, BEAR) or even a back-and-forth trajectory (MALO).

3.5. Relating indirect connectivity indices to overflow frequency and magnitude

The lateral connectivity index used by hydrobiologists (*e.g.* Castella *et al.*, 2015, Paillex *et al.*, 2015) was well predicted from \bar{f}_{Qb} and $\bar{\tau}_{max}$ (Figure 3.7) for the two different post-restoration macroinvertebrate surveys. However, the connectivity indices of a few sites were poorly predicted by the regressions.

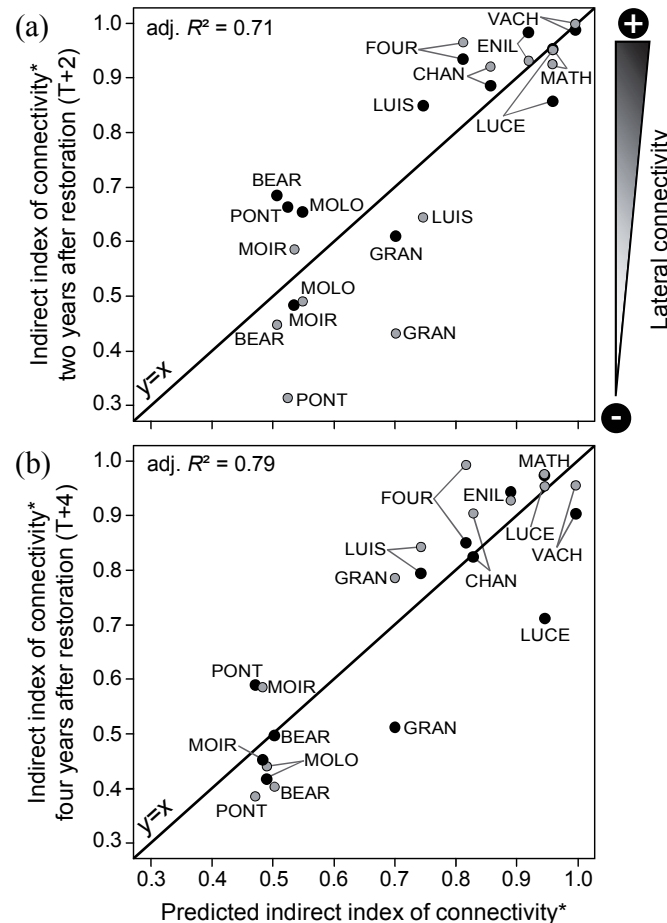


Figure 3.7. Observed values of the indirect index of lateral connectivity (*as used by hydrobiologists; see Castella *et al.*, 2015 and Paillex *et al.*, 2015) in 12 restored floodplain channels vs predicted ones (a) at T+2 (Index = $0.468 + 0.131 \log(\bar{f}_{Qb})$ [$P < 0.001$] + $0.006 \bar{\tau}_{max}$ [$P < 0.04$]; $N = 24$; adjusted $R^2 = 0.71$) and (b) at T+4 (Index = $0.406 + 0.127 \log(\bar{f}_{Qb})$ [$P < 0.001$] + $0.001 \bar{\tau}_{max}$ [$P < 0.002$]; $N = 24$; adjusted $R^2 = 0.79$). The line of perfect agreement is shown in bold. Grey circles refer to upstream station at the floodplain channel scale and black circles to downstream stations. See Table 4.1 for channel codes.

4. Discussion

Amoros (2001) suggested that the geometry of floodplain channels could be designed to obtain varying conditions of flow velocities, scouring intensity, overflow frequency and origin and quality of water supply. In the Rhône, such theoretical expectations have been validated in the three restored floodplain channels of Pierre-Bénite (Amoros *et al.*, 2005). Our results extend these findings by quantifying how the space-time diversity of grain size patterns in the waterbodies of restored floodplain channels is related to their overflow frequency and magnitude.

4.1. Between-channel (time-averaged) grain size conditions and their predictions

Most of our dataset variability was from between-channel diversity (Figure 3.3) that was significantly related to the upstream overflow regime (Figure 3.6). Therefore, as reported in previous studies (*e.g.* Bornette *et al.*, 1994; Nicolas & Pont, 1997; Tockner *et al.*, 1998), grain size patterns are a useful proxy of flood disturbance conditions. Time-averaged types were controlled mainly by a double gradient of magnitude (shear stress) and frequency (upstream overflow) of flood disturbance (Figures 3.5 and 3.6). These two parameters were only weakly correlated, so that it is possible to get frequently and infrequently overflowed channels along a range of shear stress conditions. Our channel typology completes previous ones (Roux, 1982a; Bravard *et al.*, 1986; Amoros *et al.*, 1987) by providing quantitative, manageable predictors of channel types and not only descriptions of channel forms (*e.g.* oxbow lakes *vs* former braided channels).

Type 1 channels are lotic and gravel-bed channels. These sustainable channels are frequently flooded with high stresses, preventing the deposition of fine sediments. Type 2 and 3 channels have intermediate grain size conditions and are expected to have intermediate sustainability of aquatic conditions. Type 4 channels are passive lentic channels that trap fine sediments due to important backflows and low transport capacity. The potential persistence of such channels as aquatic environment is typically short (Amoros *et al.*, 2005; Citterio & Piégay 2009), but would still vary a lot among channels according to their productivity (likely from 10 to more than 60 years according to Amoros *et al.*, 2000).

Our analysis included pre-restoration data that were unfortunately limited to few channels and surveys. In particular, pre-restoration data were available for 88% of the channels that were reconnected downstream but only 57% of channels that were reconnected at both ends. Therefore, they could not be used to draw general conclusions about the potential improvement in the diversity of sedimentological conditions after restoration. Such an improvement is suggested by the increased range of the lateral connectivity index values after restoration mentioned in Castella *et al.* (2015) and the corresponding higher beta-diversity of macroinvertebrate assemblages across restored floodplain channels. Nevertheless, our study identified important physical changes in four channels that underwent a change of grain size type. Grain size was strongly increased in the reconnected channel MATH. Dredging in the three other channels increased grain size (MOIR) or on the contrary increased the fine sediment trapping efficiency (LUIS & GRAN).

Our predictions of grain size conditions based on overflow frequency and shear stress were limited by our simplistic descriptions of channel morphology and other environmental conditions that the sparse sediment sampling design could not pick up (*e.g.* patchiness of topography, emergent vegetation). The microtopography of the channel bed can also exert a significant control by forcing sand deposits in some parts of the waterbody during upstream overflow events. However, a detailed topography and physical modelling of our dynamic floodplain channels would remain time-consuming and technically challenging.

4.2. Within-channel dynamics of grain size conditions

The observed trajectories after restoration (Figure 3.4) were largely associated with inter-annual changes in longitudinal grain size gradient. This emphasizes that physical conditions were fairly

robust through time at the scale of our study. The grain size gradient was periodically reworked by backflows and overflows, without substantially affecting average grain sizes. The presence of finer particles in downstream sections, primarily in types 2 and 3 channels, likely originated from deposits of suspended sediments during intense backflows. During overflow events, shear stresses can be strong enough to flush away fine particles deposited during previous backflow events. The fine particles are then replaced by existing and/or new coarser deposits through the combination of differential erosion and/or deposition of coarser fractions. The downstream end of floodplain channels are therefore areas where two contrasting flows merge. Such junctions control the flow velocity in the downstream section of floodplain channels (Jugaru Tiron *et al.*, 2009). As the angle of the junction increases the flow velocity is slowed down and deposits are finer.

However, temporal adjustments in grain sizes differed across channels and were not linked to averaged types, confirming that floodplain channel connectivity can produce antagonistic effects (Amoros & Bornette, 2002). Seven waterbodies exhibited grain size pattern changes (Figure 3.4) that are consistent with their flooding regime (Figure 3.1). Some of these channels need relatively infrequent spates (BROT, $\sim Q_{10}$; CISE & JARI, $> Q_{20}$) to significantly rework their grain size patterns and hence rejuvenate sediments by scouring fine deposits. Channels having cyclic trajectories appeared to be more frequently flood-scoured (FOUR, LUIS, ENIL, MOIR, $> Q_2$, all in BELL reach).

On the other hand, 11 waterbodies had temporal trajectories that were not clearly related to their hydrological flooding regimes. These include channels of extreme types (VACH, type 1; PONT and TABL, type 4; Figure 3.3), whose hydraulic conditions were so extreme that floods scarcely modified them. Other channels (CERI & CHAN) may be more stable because their sedimentological conditions are older (*i.e.* they were subjected to minor improvement; see Lamouroux *et al.*, 2015). Finally, some channels with important unidirectional changes in grain size patterns (BEAR, LUCE, GRAN), or a cyclic trajectory (MALO), were likely influenced by factors other than flood sequences. For LUCE and MALO, their trajectories may be related to specific local conditions due to anthropogenic infrastructure. We observed during repeated field visits that the culvert located at the entrance of LUCE channel was regularly obstructed by large debris. This altered flow conditions, enabling a transient positive feedback loop wherein increases in fine deposits promote the development of aquatic plants which increase fine deposits by sediment trapping. In MALO channel, an overflow mill race linking a lock basin and the downstream section of the waterbody was constructed at the end of 2009. This installation affected grain size locally and had probably a strong influence on the grain size gradient observed in 2011. Trajectories of BEAR & GRAN were neither cyclic nor metastable, probably because these channels had not yet adjusted to new conditions; such channels may require infrequent spates to be rejuvenated.

The trajectories of the five channels with pre-restoration data and significant changes in grain sizes after restoration (BEAR, GRAN, LUCE, LUIS, MATH; Figure 3.4) suggest that they should not return rapidly to their pre-restoration states. This is consistent with the occurrence of high shear stresses in these channels (Figure 3.4). A return to the pre-restoration state is particularly unlikely for GRAN and LUIS that were perched, gravel bed channels before restoration.

4.3. Feedbacks on the indirect index of lateral connectivity

The indirect connectivity index developed by hydrobiologists (*e.g.* Castella *et al.*, 2015; Paillex *et al.*, 2015) is strongly related to overflow frequency and shear stress (Figure 3.7). Such a multivariate index is an interesting alternative to assess lateral connectivity rather than using quantitative physical descriptions, notably overflow and shear stress, which needs more effort to be calculated. This result is consistent with the predictability of grain sizes from overflow frequency and shear stress. That the indirect index at T+4 was slightly better predicted than at T+2 may be due to the fact we estimated hydrological and hydraulic metrics over the whole post-restoration period.

By relating the indirect connectivity index to manageable quantitative variables, our results allow the possibility of quantifying how management decisions can modify the physical habitat in floodplain channels. Nevertheless, the relative roles of overflow frequency and shear stress on the empirical index of lateral connectivity are still unclear. It would be interesting to extend the comparison of connectivity index values to more channels with frequent overflow and low shear stress, or infrequent overflow and high shear stress (*e.g.* BROT, TABL) to be able to assess the respective contribution of magnitude and frequency in controlling benthic macroinvertebrates. Indeed, it appears that these two descriptors of the flooding regime clearly influence ecological conditions; nevertheless, low shear stress flood pulses associated with a greater volume of water, lower velocity and longer duration might have high magnitude ecological effects which still need to be explored.

4.4. Recommendations for improving monitoring and restoration designs

The duration of the post-restoration monitoring (*i.e.* between five and twelve years depending on the reach, Table 3.1) seems sufficient to characterize long-term trajectories for most restored channels. Nevertheless, it is probably too short for a few channels (*e.g.* LUCE, BEAR, GRAN) where trajectories suggested that the channels are not yet fully adjusted (Figure 3.4). This result may have important implications for monitoring design, because it is often assumed that the duration of hydromorphological monitoring should be very long. Our results also help to identify the floodplain channels that would require a longer monitoring period. In the case of our study, however, rapid responses could be due to large spates occurring within the three years after restoration (Figure 3.1). It is essential that the monitoring spans periods with contrasting hydrology, to better understand observed patterns and trajectories.

We chose a fixed time interval of roughly two years between the different monitoring field surveys. In our study, it appears that this time period was adequate for the analysis of grain size spatial pattern and its temporal evolution, because we were able to appreciate the effects of floods without being at an event-based resolution. However, we experienced difficulties in fully understanding temporal grain size patterns. Overall, for a given inter-survey time period, backflow and overflow effects are mixed and make the full understanding of sediment dynamics challenging. A flood event-based monitoring would allow a better quantification of individual effects of backflow and overflow events on geomorphic processes and patterns. Such temporal monitoring designs are more expensive and more difficult to implement on a large number of channels exhibiting very diverse hydrological behaviour. Channels that show strong temporal changes would be suitable for exploring this issue.

The combination of water level data and piecewise regression to determine overflow discharge was efficient for five of the 11 channels equipped with pressure sensors (Table 3.2). Two channels (BROT, BEAR) showed no significant stage-discharge break at the time of upstream connection due to the very small difference between the water level in the floodplain channel right before overflow and the overflow level. The overflow of FOUR channel was underestimated, likely because subsurface water percolates into the channel before submersion of the alluvial plug. The remaining three channels (MALO, MOLO, PONT) have high backflow capacities and sensitivities. They have very short permanent aquatic areas and very long alluvial plugs. Hence, their pressure sensors were close to the downstream end of the floodplain channel and too much influenced by the stage in the main channel. For these channels (type 4 channels), we recommend positioning pressure sensors directly in the alluvial plug immediately downstream of the overflow level.

More generally, as noted by Hudson *et al.* (2012), further research is needed to develop methods and indicators to assess floodplain habitat conditions (*e.g.* flooding regimes, water level fluctuations, scouring intensity and frequency). At the floodplain channel scale, such a quantitative approach establishing the link between flooding regime and sedimentological pattern would benefit from being more widely developed and applied to explore other issues regarding their eco-hydro-morphological dynamics. It would open new perspectives concerning, for example, conditions related to the germination, survival and development of riparian vegetation (*e.g.* Stella *et al.*, 2011) or macrophytes (*e.g.* Keruzore *et al.*, 2013), or biogeochemical processes (*e.g.* Welte *et al.*, 2012), among other research topics at the surface water-sediment interface.

Floodplain channel waterbodies of the Rhône River were rejuvenated by mechanical means. Apart from the case of channels that were fully reconnected, upstream alluvial plugs were not modified. By reshaping floodplain channel geometry but not modifying plugs, forms were changed but overflow frequencies were similar to those that took place before the restoration projects. Given the importance of connection frequency on observed grain size conditions, we recommend that designers consider modifying plug morphology as a primary design factor in future restoration projects in the Rhône and elsewhere.

5. Conclusion

Our model shows that it is possible to predict the habitat types corresponding to a given flood disturbance regime (shear stress and upstream overflow frequency), and such results can guide the design of future restoration projects in the Rhône River (Lamouroux *et al.*, 2015). Better quantifying all aspects of lateral connectivity of restored floodplain channels (including groundwater connectivity) can help to create physical habitats that are infrequent or missing at the floodplain scale. Further research is also needed to better quantify sedimentation rates and restoration durability and success. More generally, understanding the complexity of hydromorphological functioning and trajectories of floodplain channels is essential to predict the sustainability of restoration efforts and improve restoration practices.

Acknowledgments

We acknowledge the financial and scientific support from the Compagnie Nationale du Rhône, the Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, the Région Rhône-Alpes, the Rhône local collectivities and the EU FEDER program. We are grateful to Nicolas Lamouroux and Jean-Michel Olivier for the coordination of the scientific monitoring of the Rhône restoration programme and to Emmanuel Castella for providing the pressure sensor data in FOUR and MOLO channels. We thank Nicolas Lamouroux, Wesley J. Lauer, Robert B. Jacobson, David L. Strayer and an anonymous reviewer for their linguistic advice and for their valuable comments on earlier drafts. We also thank the many colleagues who contributed to field surveys, technical support and discussions, in particular Johan Berthet, Juraj Beták, Vincent Gaertner, Harmonie Gibier, Loïc Grosprêtre, Monika Jalčovníková, Julien Levrat, Serge Mermoud, Magalie Rival, Andrej Škrinár and Lise Vaudor. The study trip of three Slovak students who contributed to the field surveys was supported by the Slovak Research and Development Agency under the contract No. APVV-0625-11 and the Slovak Scientific Grant Agency VEGA (project No. 1/0937/11).

Chapitre 4. Structures spatiales et dynamiques temporelles de la sédimentation fine dans des chenaux latéraux restaurés : une étape vers la prédiction de leur pérennité en tant qu'habitat aquatique.

Riquier J., Piégay H., Lamouroux N. & Vaudor L. (*in preparation*). Spatial patterns and temporal dynamics of fine sedimentation in restored floodplain channels (Rhône River, France): a step toward the prediction of their persistence as aquatic habitat.

Abstract

The design of floodplain channel restoration projects is very poorly informed by theoretical or empirical experiences, despite an increased number of such projects in recent decades. Moreover feedbacks regarding their hydromorphological adjustments are rarely shared, despite the importance of such processes in controlling the persistence of floodplain channels as aquatic habitats. In this study, we used between five and seven monitoring campaigns, ranging from 7-15 years after restoration, to describe spatial patterns and temporal dynamics of fine sedimentation in 16 floodplain channels, which were restored between 1999 and 2006. During surveys, water depths and fine sediment thicknesses were measured longitudinally along the centerline of channels. We found a high variability of average fine sedimentation rates both in space (*i.e.* between channels) and time (*i.e.* from restoration to the final survey). Overall, average rates ranged from 0 cm to 40.3 cm.yr⁻¹, with a maximum of 90.3 cm.yr⁻¹ observed in a particular side-channel. Scouring processes were detected in all floodplain channels, except one. Several channels exhibited a significant decline in sedimentation rates over time, whereas others maintained rather constant rates. Using methods developed in a previous study (see Chapter 3), we quantified the upstream overflow frequency and magnitude (*i.e.* maximum shear stress) and the maximum magnitude of backflow events. In doing so, we demonstrate the propensity of restored floodplain channels to sequester fine-grained deposits in the first decades following restoration, and we show that these rates can be well predicted using simple hydrological and/or hydraulic descriptors. For the 16 studied channels, six channels are time-independent (*i.e.* self sustainable) and the 10 others are time-dependant (*i.e.* they tend to accumulate more and more fine sediment deposits as post-restoration time elapses). Among these 10 channels, four are high life-duration channels (*i.e.* more than 100 years), three are intermediate life-duration channels (*i.e.* likely from about 40 to 80 years) and three others are low life-duration channels (*i.e.* likely from about 15 to 50 years). Our physical descriptors reflect the control exerted by the geometry of floodplain channels on their flooding regime (*i.e.* morphology of the upstream alluvial plug, slope conditions) that managers can quantify and *a priori* modify and/or target. By allowing the quantification of how technical decisions relative to the design of channels can affect their propensity to accumulate fine sediments, empirical relationships developed in this study are of great interest for managers. The associated estimates of potential life span ranges can be very useful for managers in order to provide a design life estimate for constructed floodplain channels and to guide project design for future restoration efforts in the Rhône River.

1. Introduction

Floodplain channels (*e.g.* secondary or higher-order active channels, backwater channels, sloughs, oxbow lakes, among other floodplain water body types) are ubiquitous floodplain landforms of shifting river channels. Two major phases govern the geomorphic evolution of floodplain channels from aquatic to terrestrial environments: an initial bedload infilling, which is then replaced by long term fine sedimentation. This conceptual scheme established for meander cutoffs (*e.g.* Gagliano & Howard, 1989; Constantine, 2010; Dieras, 2013) can also apply to former multi-branched river-floodplain systems that have been constrained by man-made bank stabilization and flood control structures and/or incised.

At the early stage (following cutoff or avulsion processes), floodplain channels are permanently connected at both extremities. During this period, floodplain channels can transport and sequester bedload material until the establishment of an alluvial plug, which usually occurs firstly at the upstream end. The angle of diversion of the flow separating the main channel and the cutoff channel was found to be a critical explanatory factor for the establishment of alluvial plugs (Gagliano & Howard, 1984; Shields & Abt, 1989; Piégay *et al.*, 2002; Constantine *et al.*, 2010; Dieras, 2013). When compared to low diversion angle values (*e.g.* chute cutoffs), large angles (*e.g.* neck cutoffs) often promote a quick establishment of an alluvial plug, which in turn results in less bedload transport in the cutoff inducing shorter plugs and more greater remnant water volume after the blockage (Constantine *et al.*, 2010). The establishment of alluvial plugs in meander cutoffs can take from a few months to about a decade (Gagliano & Howard, 1984; Hooke, 1995; Gautier *et al.*, 2007; Dieras, 2013). In many rivers, longitudinal embankments truncate this first phase and led to an artificial disconnection of floodplain channels from the main river channel, often at their upstream end, sometimes at both ends. The embankment of former multi-branched river-floodplain complexes is an illustrative example (Danube: *e.g.* Hohensinner *et al.*, 2014; Rhine: *e.g.* Arnaud, 2012; Rhône: *e.g.* Bravard, 2010). After this first stage, floodplain channels are progressively filled by fine-grained material (from sand to silt).

Once plugged at their upstream end, the persistence of floodplain channels as aquatic habitat is mainly a function of their fine sedimentation rates (*i.e.* driven by allogenic successional processes). Rates reported in the literature are highly variable. For example they range from 0 cm.yr⁻¹ in a former braided channel of the Rhône River (Citterio & Piégay, 2009) to 18 cm.yr⁻¹ in an oxbow lake of the Sacramento River (Stella *et al.*, 2011). Several important controls can explain these differences. Obviously, sediment concentration is a first order control. It can vary a lot from one river system to another. At the floodplain channel scale, fine sedimentation rates depend on the trapping efficiency and the scouring capacity of the flow in the waterbodies.

Several studies showed sedimentation rates can vary according to the geomorphologic origin of floodplain channels [*e.g.* meandering vs braided among other types] (*e.g.* Piégay *et al.*, 2000, 2008; Citterio & Piégay, 2009). Indeed, some geometric features are inherited from the fluvial dynamic that existed when the cutoff occurred (*e.g.* slope conditions, depth, width). For example, former braided channels experienced lower sedimentation rates than abandoned meanders because they have a steeper slope and a higher hydraulic capacity. Other authors observed that differences in geometry can be linked to cutoff types or types of channel abandonment. Dieras (2013) estimated that chute cutoffs filled about 10 times faster than neck cutoffs, notably because the

remnant aquatic area after the establishment of the plug was already very low in chute cutoffs, so that they quickly filled with fine material. Similarly, Dépret *et al.* (in prep.) demonstrated that submersible embankments in the Rhône River have increased the longevity of floodplain channels as aquatic habitat.

These geometric features are not stable through time and evolved concurrently with the hydrological connectivity of floodplain channels or more accurately their flooding regimes. The flooding regime can be defined as the frequency and the magnitude of upstream overflow events (*i.e.* lotic functioning) and backflow events (*i.e.* passive inundation of channels from their downstream end). Citterio & Piégay (2009) demonstrated fine sedimentation rates are mainly a function of the frequency of their connection with the main channel at their upstream and downstream ends. This relationship illustrated the antagonistic overall effects of the two processes: upstream overflow events reflect the potential of fine sediment scouring and backflow events the potential for fine sedimentation. The time span since cutoff or since the establishment of the plug was also found to be critical. Indeed, fine sedimentation rates decreases quickly in intensity through time as a result of plug(s) accretion (*e.g.* Hooke, 1995; Gautier *et al.*, 2007; Kondolf & Stillwater Sciences, 2007; Toonen *et al.*, 2012; Chapter 5 of this manuscript). Once fully isolated from the main channel, floodplain channel fine sedimentation is replaced by autogenous processes (*e.g.* internal production of organic matter) and they terrestrialize more slowly (Bravard *et al.*, 1986; Rostan *et al.*, 1987; Reckendorfer *et al.*, 2013). Other factors can add some complexity in the temporal evolution of floodplain channels, such as morphodynamics of the main channel (degradation/aggradation or enlargement/retraction). Indeed, these processes can directly affect water levels and fine sedimentation observed in floodplain channels by increasing their trapping efficiencies or their exposure to scouring (Piégay *et al.*, 2000, 2008; Bornette & Heiler, 1994; Bravard *et al.*, 1997). As a consequence, the persistence of floodplain channels as aquatic habitats is likely to vary a lot. Periods ranging from a few years to several centuries are reported in the literature (Gagliano & Howard, 1984; Amoros & Bornette, 2000; Constantine, 2010; Dieras, 2013).

Over the past few decades, numerous floodplain restoration projects involving floodplain channel construction were reported (*e.g.* Theiling, 1995 - Upper-Mississippi, USA; Schiemer *et al.*, 1999 - Upper-Danube, Austria; Amoros, 2001 - Middle-Rhône, France; Baptist *et al.*, 2004 - Waal and Rhine, Netherlands; Jacobson & Galat, 2006 - Lower-Missouri, USA; Stammel *et al.*, 2012 - Upper-Danube, Deutschland). Nevertheless, until now, few detailed studies reported results of hydromorphological adjustments of floodplain channels following project construction (Jacobson *et al.*, 2001, 2004; Amoros *et al.*, 2005). Jacobson *et al.* (2004) or Shields *et al.* (2009) observed that projects design are very poorly informed by theoretical or empirical experiences, despite massive investments in such restoration project.

In this paper, we focus on spatial patterns and temporal dynamics of fine sedimentation in a set of 16 constructed floodplain channels that were restored along the Rhône. The objectives of the study are (i) to document their respective propensity to accumulate fine-grained deposits and to be scoured and establish a typology of fine sedimentation patterns; (ii) to assess the effects of controls on observed trends of fine sediment accumulation dynamics (*i.e.* time and some descriptors of the flooding regime of floodplain channels that managers can modify and/or target) and to predict overall post-restoration trajectories in term of fine sediment accumulation; (iii) to

compare short- and long-term responses of floodplain channels with regards to fine sedimentation rates (before-after restoration and restored-unrestored channel comparisons); (iv) to provide a first estimate for the potential longevity of restored floodplain channels as aquatic habitats.

2. Study sites

Over the past two centuries, the cumulative effects of human actions (*i.e.* embankment, damming, etc.) have deeply affected the physical and ecological integrity of the Rhône river-floodplain system (*e.g.* Roux *et al.*, 1989; Olivier *et al.*, 2009). To begin to address these issues, a large restoration project, which is still in progress, was initiated in the late 1990's. It aims to improve the physical habitat of these river-floodplain systems, notably by excavating floodplain channels (see Chapter 2 for details). Between 1999 and 2006, a total of 24 floodplain channels were restored in four different reaches of the Rhône River. Three of these reaches were located in the French Upper-Rhône (*i.e.* Chautagne, Belley, and Brégnie-Cordon) and the last one is situated in the middle course of the river, just downstream of Lyon (Pierre-Bénite). The 24 restored floodplain channels were dredged, either locally or over their entire lengths, with or without upstream and/or downstream alluvial plug removal, in order to increase the volume of aquatic habitats and to improve groundwater-channel exchanges. Hydromorphological monitoring was conducted for 18 of these 24 restored floodplain channels, and 16 of these were retained for the purpose of the present study (see Table 4.1 for a list of selected floodplain channels). Engineering projects performed in these 16 channels are further described in Chapter 2 (see §2.3) and in Chapter 3 (see §2.1). For location maps of studied reaches and floodplain channels, see Figure 2.5 (Chapter 2) and Appendix 1.2. Of the 16 restored floodplain channels studied here, five were secondary channels with permanent upstream and downstream surface connections and 11 were backwater channels with permanent connections only at their downstream ends (*i.e.* plugged at their upstream ends).

It must be noted that the hydrology in the different river main river channel adjacent to the studied floodplain channels was not the same everywhere (Figure 4.1). These differences are mainly due to the location of floodplain channels along the river with regards to hydroelectric bypass schemes. In the Rhône, each bypassed reach includes a diversion dam that redirects flow into an artificial canal that feeds a hydroelectric power plant (see Figure 2.2, Chapter 2). The old riverbed, which often parallels the diversion canal, is called the "Vieux-Rhône," and it receives a minimum flow for most of the year, except for when it used to accommodate flood flows that exceed the maximum operating flow of the plant. Such hydropower bypass scheme highly modifies flood hydrograph characteristics (*e.g.* Klingeman *et al.*, 1998). Downstream of each power plant, the canal and Vieux-Rhône merge to form the "total" Rhône. The "total" Rhône refers to reaches which have not been bypassed. Most of the 16 floodplain channels depend on the hydrological regime of the corresponding bypassed main channel (Table 4.1). However two of them have regimes depending on the total Rhône discharge (Figure 4.1). As a consequence, floodplain channels are influenced by flow regimes that differ in term of flood magnitude, frequency and timing. Overall, from restoration to the last survey, main high-flood events in bypassed main channels occurred during the three years following restoration completion. Note that the highest flood occurred during the winter 2011-2012 at Belley. These events ranged from the 5-year flood threshold in Belley to a 20-year flood in Pierre-Bénite.

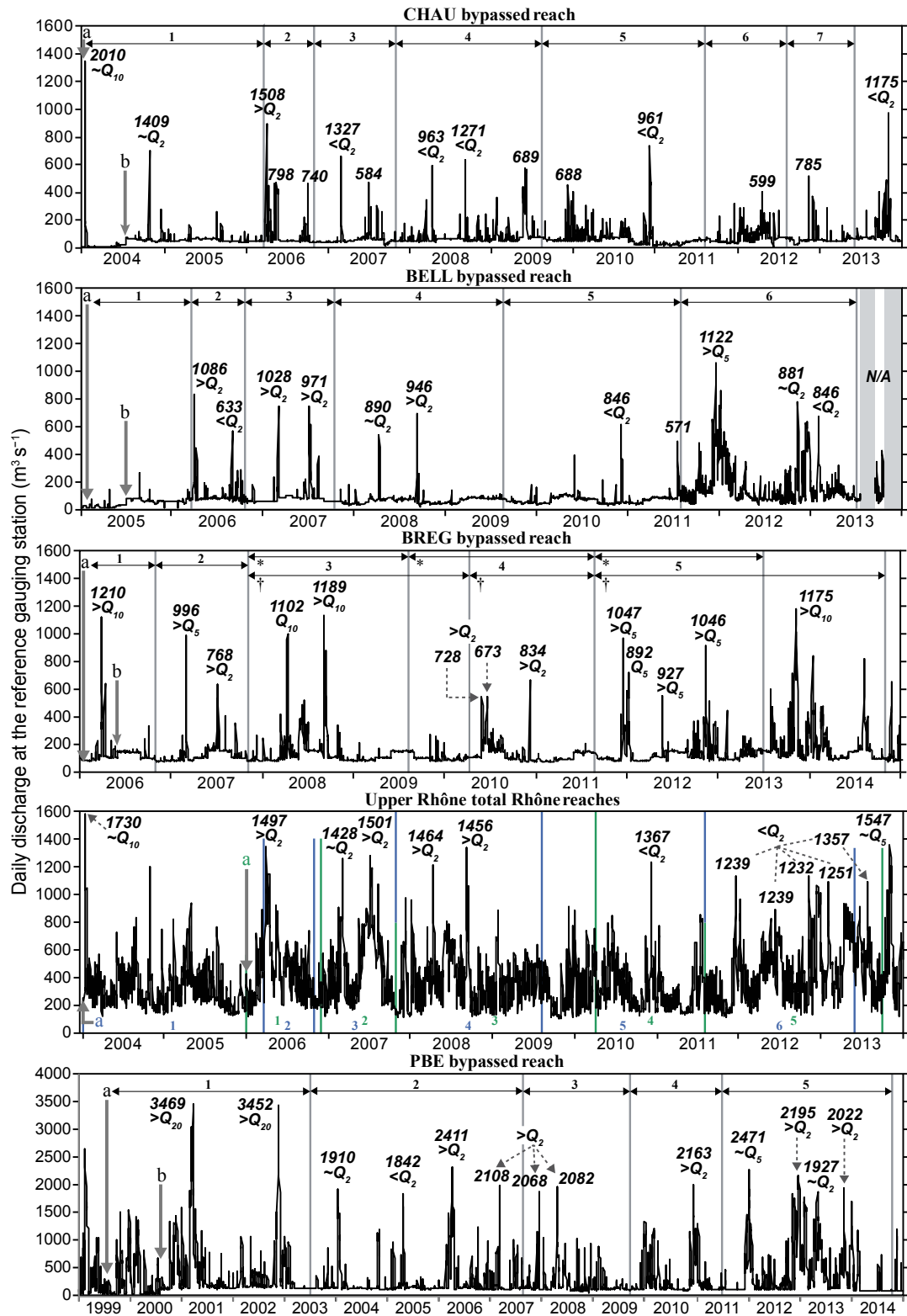


Figure 4.1. Daily average discharge in the different reaches from restoration to the last surveys and identification of major flood events (return periods of around 2, 5, 10 or 20 years); maximum hourly discharge during floods are indicated (data from the Compagnie Nationale du Rhône). Periods between sediment surveys are indicated for each reach above the discharge series. "a" shows the end of civil engineering works and "b" the increase of the minimum flow. See Table 4.1 for the correspondence between bypassed reaches and floodplain channels and for date of surveys. For BREG bypassed reach: (*) periods relevant for GRAN & CERI channels; (+) inter-periods relevant for VACH, MATH and MOLO channels. The total discharge of the Rhône (here measured near BELL reach at Brens) illustrates the discharge history for the three channels connected out of bypassed reaches (BROT restored in 2004 and PONT restored in 2006), although slight spatial variations were taken into account in our analyses. Vertical blue lines and associated numbers depict inter-periods for BROT and green ones are relevant for PONT. See Figure 2.5 (Chapter 2) for a location map of studied reaches and floodplain channels.

3. Materials and methods

3.1. Monitoring surveys and measured parameters

Hydrogeomorphic monitoring of these floodplain channels consisted of the following. The 16 studied floodplain channels were regularly probed with a rod, in order to assess their terrestrialization. During these surveys, we measured water depth and fine sediment thickness along the channel centreline (*cf.* Figure 2.7, Chapter 2). For most post-restoration surveys, local measures of water depth and fine sediment thickness were performed every 10 m along the centreline of the monitored channels length, giving us between 19 and 164 local measures per channel (see *e.g.* Figure 4.2, for an overview of the number of local measurements performed for each survey and each floodplain channel). We used a meter counter to measure the distance downstream. Fine sediment thickness was calculated by subtracting local measures of water depth by local measures of depth until the top of the coarse reference material layer (*i.e.* reference gravel surface observed before restoration or right after restoration works). In order to minimize the influence of local microtopographic variability, measured local depths were averages of three-to-five sub-measures performed within an area of about 0.25 m². Depth measurements were performed once before restoration for 12 of the 16 studied floodplain channels (Table 4.1). It should be noted that the number of probing points for the first post-restoration field surveys of some floodplain channels was low, especially for those located in the Pierre-Bénite bypassed reach. Surveys performed in autumn 2006 and in 2013/2014 (depending on the channel considered) were not included in the analysis of Chapter 3. For surveys performed before restoration, 10 sampling points were regularly distributed along the whole floodplain channel length (*i.e.* not necessarily the restored length).

To explore fine sedimentation patterns and dynamics after restoration, we retained three main parameters: fine sediment thickness (as measured during field surveys), fine sediment coverage (*i.e.* the relative proportion of the monitored length of each channel covered by fine sediment) and fine sedimentation rates. With the exception of a few cases, we often observed a reference surface made of coarse deposits (*i.e.* gravel and coarser material). In these cases, we computed "long term" annual fine sedimentation rates (FSR, cm.yr⁻¹) in reference to restoration completion (T0). For a given survey (at T+x) and a given measured point location along a floodplain channel, we computed rates using the following ratio:

$$FSR = \frac{\text{Local fine sediment thickness (T+x)}}{\text{Time span since restoration completion (T0)}} \quad (\text{Eqn 4.1})$$

Floodplain channels			Date of field surveys (time span since restoration, in decimal years)												
Reach code †	Name	Code	1999	2003	2004	2005	2006a	2006b	2007	2009	2010	2011	2012	2013	2014
CHAU	Malourdie*	MALO	-	-	Rest.	-	Mar. (2.1)	Oct. (2.8)	Oct. (3.7)	Aug. (5.6)	-	Aug. (7.5)	Aug. (8.5)	Jun. (9.4)	-
CHAU	Brotalet °	BROT	-	-	Rest.	-	Mar. (2.1)	Oct. (2.8)	Oct. (3.7)	Aug. (5.6)	-	Aug. (7.5)	-	Jun. (9.4)	-
BELL	Luisettes*	LUIS	-	-	May (0.8)	Rest.	Feb. (0.9)	Oct. (1.6)	Oct. (2.6)	Aug. (4.5)	-	Aug. (6.4)	-	Jun. (8.3)	-
BELL	Moiroud*	MOIR	-	-	Apr. (0.9)	Rest.	Feb. (1.0)	Oct. (1.6)	Oct. (2.7)	Aug. (4.5)	-	Aug. (6.4)	-	Jun. (8.3)	-
BELL	Béard*	BEAR	-	-	Apr. (0.9)	Rest.	Feb. (1.0)	Oct. (1.6)	Oct. (2.7)	Aug. (4.5)	-	Aug. (6.4)	-	Jun. (8.3)	-
BELL	Fournier*	FOUR	-	-	Apr. (0.9)	Rest.	Mar. (1.1)	Oct. (1.6)	Oct. (2.7)	Aug. (4.5)	-	Aug. (6.4)	-	Jun. (8.3)	-
BELL	Lucey*	LUCE	-	-	Apr. (0.9)	Rest.	Mar. (1.1)	Oct. (1.6)	Oct. (2.6)	Aug. (4.5)	-	Aug. (6.4)	-	Jun. (8.3)	-
BELL	Lône d'en l'île*	ENIL	-	-	Jun. (0.7)	Rest.	Feb. (1.0)	Oct. (1.6)	Oct. (2.6)	Aug. (4.5)	-	Aug. (6.4)	-	Jun. (8.3)	-
BREG	Granges*	GRAN	-	-	May (1.7)	-	Rest.	Oct. (0.7)	Oct. (1.7)	Aug. (3.6)	-	Aug. (5.5)	-	Jun. (7.4)	-
BREG	Vachon*	VACH	-	-	May (1.7)	-	Rest.	Oct. (0.7)	Nov. (1.8)	-	Apr. (4.1)	Aug. (5.5)	-	-	Oct. (8.7)
BREG	Cerisiers*	CERI‡	-	-	Apr. (1.8)	-	Rest.	Oct. (0.7)	Oct. (1.7)	Aug. (3.6)	-	Aug. (5.5)	-	Jun. (7.4)	-
BREG	Mathan*	MATH	-	-	Apr. (1.8)	-	Rest.	Oct. (0.7)	Oct. (1.7)	-	Apr. (4.2)	Aug. (5.5)	-	-	Oct. (8.7)
BREG	Molottes*	MOLO	-	-	Apr. (1.8)	-	Rest.	Oct. (0.7)	Nov. (1.8)	-	Mar. (4.1)	Aug. (5.5)	-	-	Oct. (8.7)
BREG	Ponton °	PONT	-	-	Jun. (1.6)	-	Rest.	Oct. (0.7)	Nov. (1.8)	-	Mar. (4.1)	Aug. (5.5)	-	Oct. (7.7)	-
PBE	Ciselande*	CISE	Rest.	Aug. (4.2)	-	-	-	-	Oct. (8.4)	Sep. (10.3)	-	Jul. (12.1)	-	-	Oct. (15.4)
PBE	Jaricot*	JARI	Rest.	Jul. (4.1)	-	-	-	-	Oct. (8.4)	Sep. (10.3)	-	Jul. (12.1)	-	-	Oct. (15.4)

* Channels located in bypassed reaches.

° Channels not located in by-passed reaches. Water level fluctuations in BROT match the total discharge of the Rhône (*i.e.* bypassed reach discharge plus artificial channel discharge), although this channel is located at the downstream end of the bypassed reach of CHAU.

† Two surveys were performed in restored floodplain channels of the bypassed reaches of CHAU and BELL in 2006: in spring (noted "2006a") and in autumn (noted "2006b").

‡ The restoration of CERI implied minor improvement. The channel was dredged locally (*ca* 100 m of the 920 m of the floodplain channel). Therefore, for most of our analysis we split the data into three groups: the whole channel (coded hereafter "CERI_All"), the restored sub-section (coded hereafter "CERI_Rest") and the unrestored sub-section (coded hereafter "CERI_Unrest").

Table 4.1. Overview of reaches, floodplain channels and date of available sediment surveys. Dark gray cells depict the year of restoration of each studied floodplain channel. Slight grey cells show surveys performed before restoration. Reach code signification † CHAU= Chautagne; BELL= Belley; BREG= Brégnier-Cordon; PBE= Pierre-Bénite. See Figures 2.1 & 2.5 (Chapter 2) and Appendix 1.2 for location maps of studied reaches and floodplain channels.

3.2. Characterizing post-restoration spatial patterns of fine sedimentation and their changes through time

3.2.1. Overview of dynamics and patterns: accumulation versus scouring processes

As a first step, we explored the general behaviour of floodplain channels in terms of evolution of fine sedimentation (*i.e.* accumulation *vs* scouring processes) both in space and time. To explore deposition-erosion dynamic along the vertical dimension of floodplain channels, we used box plot graphics for each channel that depict the temporal evolution of the distribution of fine sediment thickness and the fine sedimentation rate. We also analyzed the evolution of fine sediment coverage values (*i.e.* the proportion of the channel length covered by fine sediments, as estimated from probing performed every 10 m along the centreline). Then, we used cumulative curves of fine sediment thickness fitted for each survey and each channel to observe longitudinal patterns of change.

3.2.2. Describing the between- and within-floodplain channels variability in sedimentological conditions

We selected seven environmental parameters for which to assess the variability in fine-grained deposits within floodplain channels over space and time. These were computed for all channels and all dates of monitoring campaigns. We used (i) the average fine sediment thickness (cm) to account for the ability of channels to accumulate or scour fine deposits in the vertical dimension. We selected three metrics describing their overall ability to accumulate or scour fine deposits along their length (longitudinal dimension): (ii) the fine sediment coverage, as defined in the §3.2.1 (%); (iii) the normalized number of fine deposit patches, defined as the number of "contiguous" patches of fine sediment (*i.e.* derived from our measures every 10 m along the centreline of channels) divided by the total monitored length; (iv) the ratio between the average length of "contiguous" patches of fine sediment deposits and the total monitored length. We added three other descriptors to summarize the longitudinal structure of fine deposits: (v) the relative proportion of the total fine sediment thickness measured at 50% of the overall monitoring length (%); and, (vi) the relative proportion of the total fine sediment thickness measured between 25% and 75 % of the overall monitoring length (%). Finally, we fitted linear regressions between the thickness of fine deposits and the longitudinal distance (from upstream to downstream). We used (vii) the slope of linear relationships as a proxy of the overall longitudinal trend in fine sediment thickness (*i.e.* no significant longitudinal gradient, increase or decrease in fine sediment thickness).

From an analytical point of view and as already described in Chapter 3, we implemented a between- and within-channel Principal Components Analysis (PCA), using the "ADE4" package on R software (Chessel, Dufour & Thioulouse, 2004; see Chapter 3 for further technical details regarding between-channel PCA and within-channel PCA). In summary, the between-channel PCA focuses on the site effect (*i.e.* spatial variation among floodplain channels) and the within-channel PCA focuses on temporal variation around the average (as previously determined for each channel by the between-channel PCA) in the different channels. We also established a typology of time-averaged conditions using a hierarchical clustering analysis performed on the first two components of the between-channel PCA.

3.3. Assessing fine sedimentation temporal trajectories

3.3.1. Establishing statistical models to assess fine sediment accumulation dynamic

To explore the evolution of fine sediment accumulation in restored floodplain channels through time, we tested different statistical models. These models link fine sediment thickness measured within floodplain channels with the time span since restoration according to a power (Eqn 4.2) or an exponential function (Eqn 4.3):

$$\overline{FST} = \alpha T^{(1-\beta)} \quad (\text{Eqn 4.2})$$

$$\overline{FST} = \alpha (1 - \exp[-\beta T]) \quad (\text{Eqn 4.3})$$

where \overline{FST} is the average fine sediment thickness and T is the time span since restoration completion (T_0). Here, α and β are two calibration parameters. Alpha (α) is a shape parameter depicting the propensity of floodplain channels to accumulate fine deposits. Beta (β) is a rate parameter representing the potential decrease of \overline{FST} according to T , following either a power (Eqn 4.2) or an exponential decay (Eqn 4.3). Equations were written so that we always get a null value of \overline{FST} at T_0 . These two basic models allow us to reflect the linear or non-linear overall dynamics of fine sedimentation.

We used two different approaches to estimate α and β . The estimates of regression coefficients for each equation are either based on (i) a classic approach (*i.e.* channel-by-channel based models or fixed-effects models), or on (ii) non-linear mixed-effects models. Therefore, we established a total of four models. In the first case (i) models' parameters were fixed and estimated individually for each floodplain channel and each equation form (*i.e.* power vs exponential function) using the "nlminb" function of the package "Stats" of R software (R Core Team, 2015). In the second case (ii), we used non linear mixed-effect (NLME) models fitted with the "nlme" function of the package "nlme" of R software (R Core Team, 2015). Mixed-effect models allowed us to include both fixed and random effects in the regression. Additionally, this statistical tool also allows us to consider the beta parameter (*i.e.* the rate parameter in Eqn 4.2 and 4.3) as a fixed parameter. In other words, we estimated for each equation a single value of β for all floodplain channels. This fixed Beta parameter depicts a general decay rate (*i.e.* determined at the population-level) of fine sediment thickness in relation to the time span since restoration. On the other hand, the alpha parameter is channel dependent (*i.e.* determined at the floodplain channel-level) and is allowed to vary, for each floodplain channel, around a general average (*i.e.* random effect). We evaluated the goodness-of-fit of these different models by comparing their Root Mean Square Error (RMSE).

3.3.2. Trend analysis: exploring the effect of the time span since restoration

An important step to assess trajectories of fine sedimentation since restoration (T_0) is to implement a trend analysis in order to explore the evolution of the measured average fine sediment thickness in channels as a function of the time span since restoration. We conducted between five and seven monitoring campaigns, ranging from T_0 to 7-15 years after restoration, depending on the reach and the floodplain channel considered (Table 4.1). Given this extreme scarcity of available data, we could not use classical time series analysis and detrending methods, which conventionally require much more important number of observations. Therefore, we

established an alternative analytical protocol to explore the effect of time on the measured thickness of fine deposits.

Firstly, we tested the effect of the time span since restoration (T) on average fine sediment thickness (\overline{FST}) as modeled for each floodplain channels by equations 4.2 & 4.3 according to the classic approach (null hypothesis H_0 : T has no effect on \overline{FST}). Then, we estimated the statistical power of the tests (*i.e.* the probability that the tests reject H_0 when H_0 is false) using permutation tests applied on fine sediment thickness values. Specifically, we used the statistic S corresponding to the sum of squared residuals. We calculated S_{obs} on observed data (T, \overline{FST}). For each channel, we permuted values of \overline{FST} to randomly get 10,000 instances of $[T, \overline{FST}_{sim}]$ (hence simulated under hypothesis H_0). For each simulated dataset (T, \overline{FST}_{sim}), we fitted both models and calculated S_{sim} . We then compared the observed value S_{obs} to the distribution of S_{sim} to obtain a p-value equal to the proportion of cases such that $S_{sim} < S_{obs}$.

3.4. Relating the flooding regime with post-restoration fine sediment thickness dynamic

The flooding regime of the 16 floodplain channels considered in the present study was described by three environmental variables. These metrics are derived from water-level data acquired either with autonomous pressure sensors (Diver, Di240 and Di501; Schlumberger water services, Delft, the Netherlands; see Figure 2.10, Chapter 2) installed in the upstream part of the permanent water body of backwater channels and stage discharge relationships of the main channel near the extremities of all floodplain channels. Two of these environmental parameters (i and ii) were already used in Chapter 3 and the third one (iii) is new. (i) The annual upstream overflow frequency (\bar{f}_{Qb}) refers to the number of days per year during which the main channel overflowed the upstream alluvial plug of floodplain channels (*e.g.* active secondary channels permanently connected at both ends have an average flow frequency of 365.25 days.year⁻¹). (ii) The magnitude of upstream overflow events was estimated from the spatially averaged post-restoration hourly maximum shear stress (noted $\bar{\tau}_{max}$; see Eqn 3.2, Chapter 3). (iii) Thanks to the fact that pressure sensors were implanted in the upstream part of the permanent water body of floodplain channels, we were able to estimate their respective maximum backflow capacity along their total length (noted \overline{BF}_{max}), which is estimated as follows:

$$\overline{BF}_{max} = \frac{\Delta WL_x}{L} \quad (\text{Eqn 4.4})$$

where ΔWL_x is the estimated local change in water level between WL_{max} , the water level at our pressure sensors right before the overflowing of the upstream alluvial plug, and WL_{min} , the water level at our pressure sensors for the maximum value of the legal minimum flow, which is modulated throughout a year. For channels not located in bypassed reaches, we replace WL_{min} by \overline{WL} , the water level at the pressure sensor corresponding to the average discharge of the related reach of the River. ΔWL_x was divided by L , the length of floodplain channels, to take into account the size effect. This ratio provided us a spatially averaged slope (m.m⁻¹). We used it as a proxy for the overall capacity of floodplain channels to trap fine sediment by decantation processes along their length. Values of \overline{BF}_{max} for active secondary channels permanently connected at both ends are equal to 0, whatever their length.

On the other hand, we used as a proxy for the propensity of floodplain channels to accumulate fine deposits the shape parameter alpha derived from our statistical models as presented in §3.2.2.1. We chose values of alpha derived from the more efficient of the two NLME models (*i.e.* using either the power or the exponential form). Working with the alpha parameter derived from NLME models ensures us to work on a similar basis for all floodplain channels, because the rate parameter beta is fixed.

Finally, we used simple and multiple regression analysis to test relationships between the metrics depicting the flooding regime of floodplain channels with alpha values.

3.5. Comparing fine sedimentation dynamics: short term vs long term

Firstly, we compared pre- and post-restoration measurements of fine sediment thickness and fine sedimentation rates in order to assess the effects of restoration. More details on the method used to compute "long term" annual fine sedimentation rates for post-restoration surveys can be found in §3.1. Regarding pre-restoration data, we hypothesized that the date of the establishment of any elements that impeded a permanent lotic functioning of floodplain channels (*i.e.* an alluvial plug, a bank or a dyke) is a good approximation for the date of initiation of fine sedimentation. Note that deposition of fine-grained material was likely to occur before the closing off of the upstream end of floodplain channels. Nevertheless, to estimate fine sedimentation rate before restoration, we used as denominator for the equation 4.1 the time span between the date of surveys and the estimated date of isolation of the upstream part of floodplain channels. To determine the date of isolation, we used geo-referenced historical maps dating from *ca* 1860 (the *Carte d'Etat Major*, which is a detailed and precise map [1:10 000]; see *e.g.* Bravard, 2010) and aerial photographs taken since 1930 at five- to twelve-year intervals. The construction dates for submersible embankments, which isolate floodplain channels from the main channel, were otherwise determined from the available literature (Bravard, 1987; Gayou, 2013).

Secondly, for each floodplain channel and each monitoring date, we compared observed average fine sedimentation rates with predicted rates according to a statistical model developed by Citterio & Piégay (2009). Constructed with data measured in 15 "natural" and unrestored floodplain channels located along the Doubs and the Ain Rivers, this empirical model (Eqn 4.5) demonstrates that the average fine sediment thickness (\overline{FST}) in floodplain channels is mainly a function of the frequency of their connection with the main channel at their upstream (noted here, $up.\bar{f}_{qb}$) and downstream ends ($down.\bar{f}_{qb}$).

$$\overline{FST} = 0.87 + 0.002 (up.\bar{f}_{qb}) - 0.50[\log (down.\bar{f}_{qb})] \quad (\text{Eqn 4.5})$$

These authors also validate this model with data derived from 13 other floodplain channels located in the Rhône River. Our 16 restored floodplain channels were permanently connected with the main channel at their downstream end over the monitored post-restoration period. To implement the model of Citterio & Piégay (2009), we computed upstream overflow frequency for each inter-survey time period and each channel as already explained in §3.3.

3.6. Estimating the durability of floodplain channels as aquatic habitats

To assess the potential longevity of restored floodplain channels as aquatic habitat, we firstly estimated for each channel their theoretical average water depth, *i.e.* their water depth until the reference gravel layer observed right after restoration completion (hereafter, initial average water depth). To estimate the initial average water depth, we used measures of water depth of the first complete bathymetric surveys. Because these measures were done for varying flow conditions depending on the channel considered, we recalculated it so that they can be compared for a reference discharge. For this purpose, we estimated local changes in depth (ΔH_x) between a reference water level (and corresponding discharge) and the field measurement level (or discharge ($[Q_{obs}]$)). We already used and explained this methods in a previous study (see §2.3, Chapter 3 for further details) to estimate water depth in floodplain channels during floods using rating curves in the main channel and in floodplain channels. Here, for active secondary channels the method was identical to that previously described in Chapter 3. For backwater channels, we assumed that the slope of the water level in the backwater channel was null (permanent flow) during measurements. Regarding the reference water level or discharge, it refers to the maximum value of the minimal flow guaranteed in the bypassed reach, which is modulated monthly. For channels not located in bypassed reaches (*i.e.* located along total Rhône sections, see Table 4.1), we used the water level related to the average discharge of the corresponding reach of the River as the reference. Finally, to get the initial average water depth, we summed the average corrected water depth and the average fine sediment thickness measured during the corresponding survey.

Secondly, we extrapolated previously constructed relationships linking average fine sediment thickness with the time span since restoration (see §3.3.1) in order to estimate the time needed for each floodplain channel to reach the initial average water depth. Here, we hypothesized that terrestrialization processes would be only be driven by fine sediment accumulation. In this regard, our four models give us different potential scenarios of fine sedimentation changes. These models reflect the linear or non-linear dynamics of fine sediment accumulation. We did not extrapolate models after terrestrialization. Indeed an infinite deposition of fine materials according to a power response would not be realistic. The exponential form of our models (Eqn 4.3) is the only one for which terrestrialization is not obligate and for which floodplain channels can reach equilibrium.

4. Results

4.1. Raw results: accumulation versus scouring processes in space and time

A total of 5-7 surveys covering 7 to 15 years after restoration (Table 4.1), depending on the floodplain channel considered, were used to investigate dynamics and patterns of fine sedimentation. In addition, a pre-restoration survey was conducted in 12 of the 16 channels studied here. The comparison between pre-and post-restoration data will be developed in the §4.5, only post-restoration adjustments are presented here.

Fine sedimentation in floodplain channels was highly variable in space and time both between and within channels (Table 4.2, Figures 4.2 to 4.5). With the exception of VACH, all floodplain channels exhibited fine sediment deposits at least for one survey. Regarding trajectories of adjustment of the fine sediment thickness, some channels remain most of the time gravel-bed channels such as ENIL, MATH or VACH. On the other hand, some channels clearly tend to

accumulate more and more fine sediment (*e.g.* MALO, MOLO or PONT). The other channels exhibited more or less complex trajectories between these two extremes. The average fine sediment thickness varied between 0 cm (*e.g.* ENIL in June 2013, T+8.3) and 114.5 cm (PONT in October 2013, T+7.7) [Table 4.2]. Locally fine sediment depth until the reference gravel layer reached a maximum of 187.6 cm (observed in BEAR during the survey of June 2013 at T+8.3). Some channels were totally covered by fine sediments along their length during all surveys (*e.g.* MOLO in November 2006). Others often showed no fine deposits and were essentially gravel-bed floodplain channels (*e.g.* FOUR). When expressed in term of average fine sedimentation rate, values ranged from 0 cm.yr⁻¹ (*e.g.* MATH in October 2014, T+8.7) to 40.3 cm.yr⁻¹ (PONT in October 2006, T+0.7). The maximum fine sedimentation rate was observed in MOLO during the survey of October 2007, with a local rate of 90.3 cm.yr⁻¹. The more important accumulation of fine deposits between two surveys was observed in PONT between August 2011 and October 2013, with on average +51.7cm. It corresponds to an inter-survey rate of 23.5 cm.yr⁻¹. In term of fine sediment coverage changes (*i.e.* the relative proportion of the channel length covered by fine sediments, as estimated from probing surveys), the most drastic change observed between two surveys was in LUCE between August 2009 and August 2011 (+36.3%). All floodplain channels also exhibited fine sediment scouring at least during one survey (Table 4.2), with the exception of VACH and MOLO. We observed scouring in most of the channels located in reaches of the Upper-Rhône (*i.e.* Chautagne, Belley & Brégnier-Cordon reaches) during the October 2006-October 2007 inter-survey time period. Only ENIL, VACH, MOLO and the restored sub-sections of CERI did not show erosive processes during this period. This pseudo-synchrony of scouring events was also observed for the two floodplain channels of the PBN bypassed reach, but during the 2007-2009 inter-survey period. We observed other time periods with a predomination of scouring processes over sedimentation in some channels, notably during the 2011-2013 inter-survey time period. The greatest erosion of fine deposits between two surveys was observed in LUIS between August 2011 and June 2013, with on average -7.2cm. In term of fine sediment coverage dynamics, the largest diminution between two surveys was observed in BEAR between October 2006 and October 2007 (-49.2%).

Some channels showed thin patches of fine deposits, producing a typical stair-step longitudinal evolution of deposits (*e.g.* FOUR). These channels contrast with channels that exhibited longer segments with fine deposits and where fine sediments tended to be homogeneously distributed along the entire channel length (*e.g.* MALO) or preferentially located in the upstream (*e.g.* BROT) or the downstream parts of the channels (*e.g.* JARI). Others showed a combination of very localized patches of fine deposits juxtaposed with longer segments with more or less important and extended deposits (*e.g.* CERI or GRAN). These longitudinal patterns of fine deposits can be relatively stable through time (*e.g.* MOLO) or very dynamic (*e.g.* LUCE). In some channels, we observed that the longitudinal organization of fine deposits tend gradually to become more and more homogenous (especially in BROT and in a lesser extent in MOIR & BEAR). Cumulative curves also allowed us to localize, for inter-surveys with a predomination of erosion processes over sedimentation, the sections which were more sensitive to scouring processes. For example, for BEAR these graphs identified the section between *ca* 300 to 700 m downstream from the upstream reference point as having been very sensitive to erosion during the October 2006-October 2007 time period.

Year of survey	Floodplain channels																	
	MALO	BROT	LUIS	MOIR	BEAR	FOUR	LUCE	ENIL	GRAN	VACH	CERI "All"	CERI "Unrest"	CERI "Rest"	MATH	MOLO	PONT	CISE	JARI
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.7	16.7
2006a	25.5	7.7	13.6	7.4	3.7	1.0	0.5	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2006b	37.6	13.0	7.6	11.0	6.6	0.3	2.5	0.0	1.9	0.0	7.5	7.6	4.6	0.9	28.5	29.5	-	-
Average Fine	32.9	20.7	7.2	8.1	3.3	0.0	0.5	0.0	0.9	0.0	4.7	3.1	16.8	0.0	37.6	26.7	11.0	18.9
Sediment	46.7	22.5	12.1	12.3	9.3	0.0	0.6	0.0	4.7	-	11.7	8.1	43.0	-	-	-	10.0	13.0
Thickness	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	-	-	0.5	59.4	52.0	-	-
(FSTcm)	54.0	35.5	8.6	17.4	14.3	0.0	7.0	2.5	7.4	0.0	21.6	17.0	66.0	0.0	69.3	62.8	11.3	23.4
2012	58.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2013	59.9	43.1	1.4	29.6	21.4	0.4	6.7	0.0	7.2	-	25.2	21.3	64.2	-	-	114.5	-	-
2014	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	-	-	0.0	89.1	-	11.7	27.3
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	42.0	82.0
2006a	100.0	47.7	69.6	75.0	39.7	10.8	5.8	11.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2006b	100.0	69.2	43.5	83.8	74.6	3.8	23.1	0.0	10.9	0.0	23.9	24.4	20.0	5.0	100.0	100.0	-	-
2007	100.0	61.5	39.1	63.2	25.4	0.0	6.6	0.0	6.9	0.0	20.7	15.9	60.0	0.0	100.0	100.0	74.1	93.5
Fine Sediment	97.2	83.1	50.0	91.2	69.8	0.0	8.3	0.0	30.7	-	-	35.4	100.0	-	-	-	46.3	68.4
Coverage	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	42.4	-	-	1.9	100.0	100.0	-	-
(FSC, %)	94.4	98.5	50.0	95.6	71.4	0.0	44.6	25.9	41.6	0.0	58.7	53.7	100.0	0.0	100.0	100.0	48.1	89.5
2012	97.2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100.0	-	-
2013	97.2	95.4	28.3	88.2	88.9	13.9	38.0	0.0	36.6	-	56.5	51.2	100.0	-	-	-	-	-
2014	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	-	-	0.0	100.0	-	55.6	90.8
2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	4.1
Average Fine	11.9	3.6	14.4	7.6	3.8	1.0	0.4	1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sedimentation	13.9	4.8	4.7	6.7	4.0	0.2	1.5	0.0	2.7	0.0	0.8	0.1	6.4	1.2	38.9	40.3	-	-
Rate	8.8	5.5	2.7	3.1	1.2	0.0	0.2	0.0	0.5	0.0	1.0	0.0	8.9	0.0	21.0	15.0	1.3	2.3
(FSR, cm.an ⁻¹ ,	8.4	4.0	2.7	2.8	2.1	0.0	0.1	0.0	1.3	-	1.3	0.1	11.4	-	-	-	1.0	1.3
computed in	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	-	-	0.1	14.6	12.8	-	-
reference to	7.2	4.7	1.3	2.7	2.2	0.0	1.1	0.4	1.3	0.0	1.4	0.1	11.5	0.0	12.5	11.3	0.9	1.9
restoration	6.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
completion,	6.4	4.6	0.2	3.6	2.6	0.0	0.8	0.0	1.0	-	1.1	0.2	8.3	-	-	13.6	-	-
see Eqn 4.1)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.0	-	-	-	0.0	10.2	-	0.8	1.8

Table 4.2. Some post-restoration characteristics of floodplain channels in terms of fine sediment dynamics. Shaded cells depict inter-survey time periods including scouring of fine deposits (i.e. a decrease in average fine sediment thickness/fine sediment coverage from one survey to the next). See table 4.1 for channel codes.

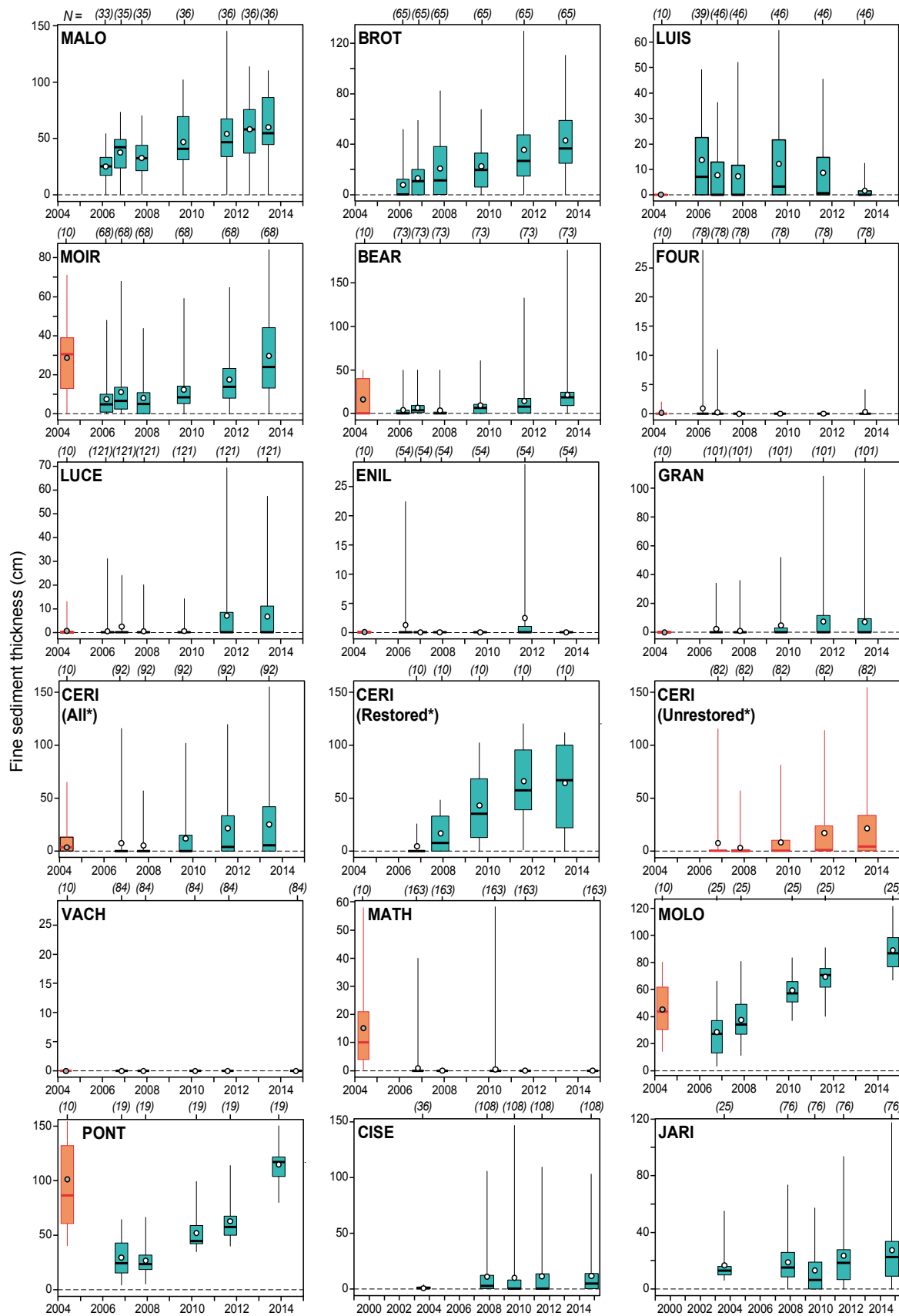


Figure 4.2. Temporal evolution of the statistical distribution of measured fine sediment thickness through time. Boxes represent the 25th and the 75th percentiles. The bold horizontal line is the median. Lower and upper vertical lines denote the minimum and maximum values. Red boxes depict pre-restoration data and blue boxes represent post-restoration data. Numbers under brackets refer to the number of local probing points performed during each survey.

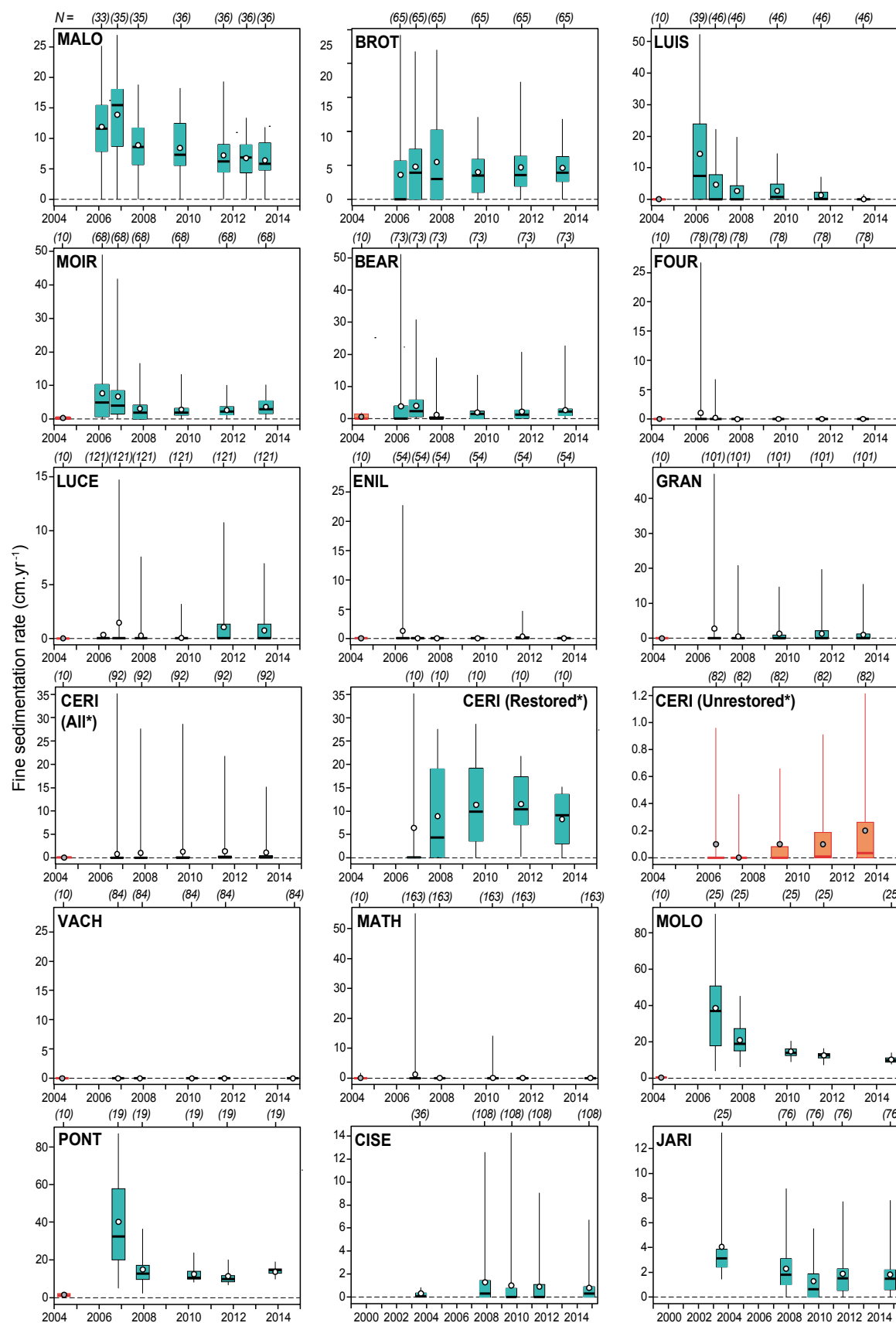


Figure 4.3. Temporal evolution of the statistical distribution of annual fine sedimentation rates computed in reference to restoration completion dates (T0, see Table 4.1). Boxes represent the 25th and the 75th percentiles. The bold horizontal line is the median. Lower and upper vertical lines denote the minimum and maximum values. Red boxes depict pre-restoration data and blue boxes represent post-restoration data. Numbers under brackets refer to the number of local probing points performed during each survey.

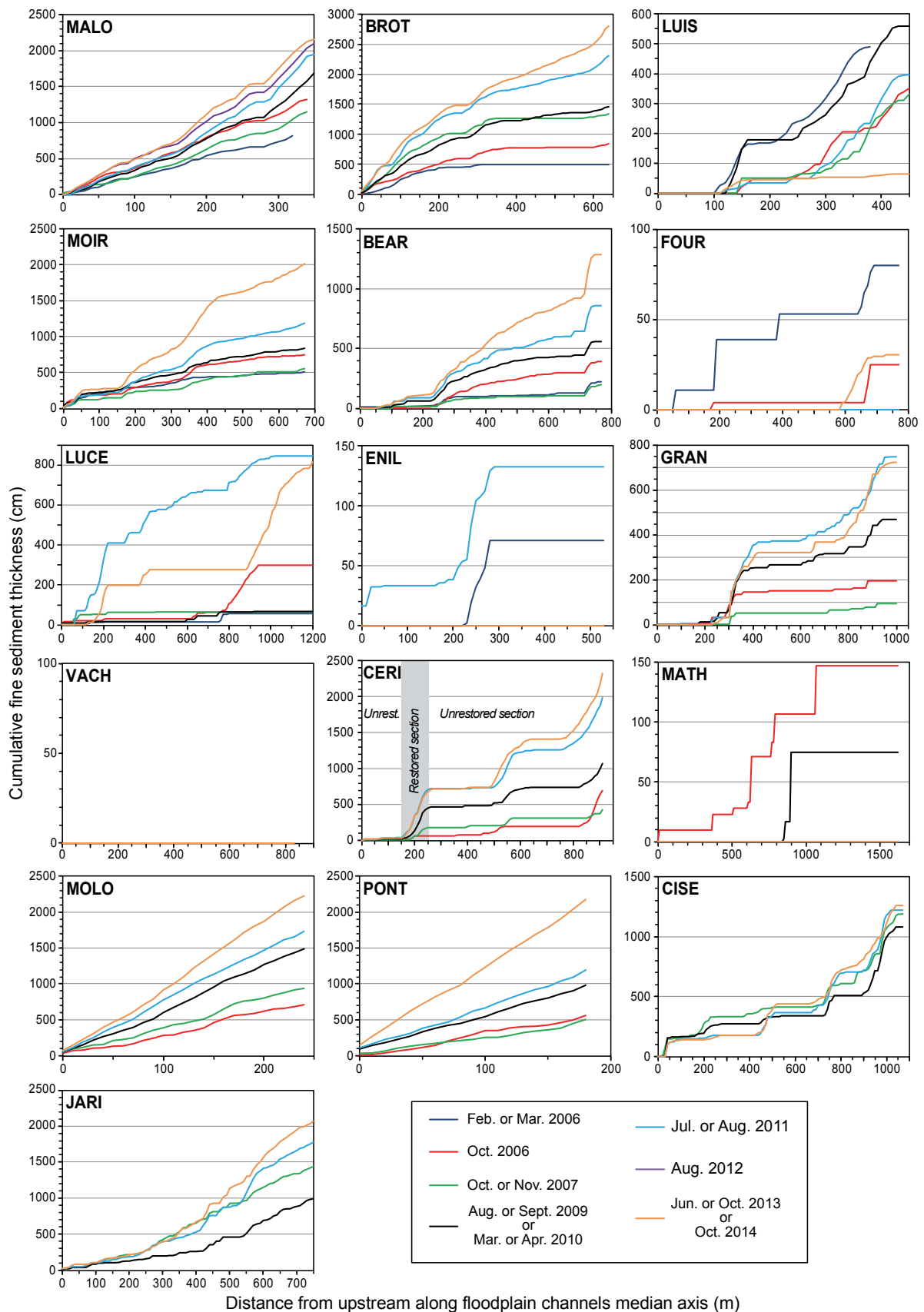


Figure 4.4. Cumulative fine sediment thickness along each floodplain channel length. See Table 4.1 for more precise date of surveys.

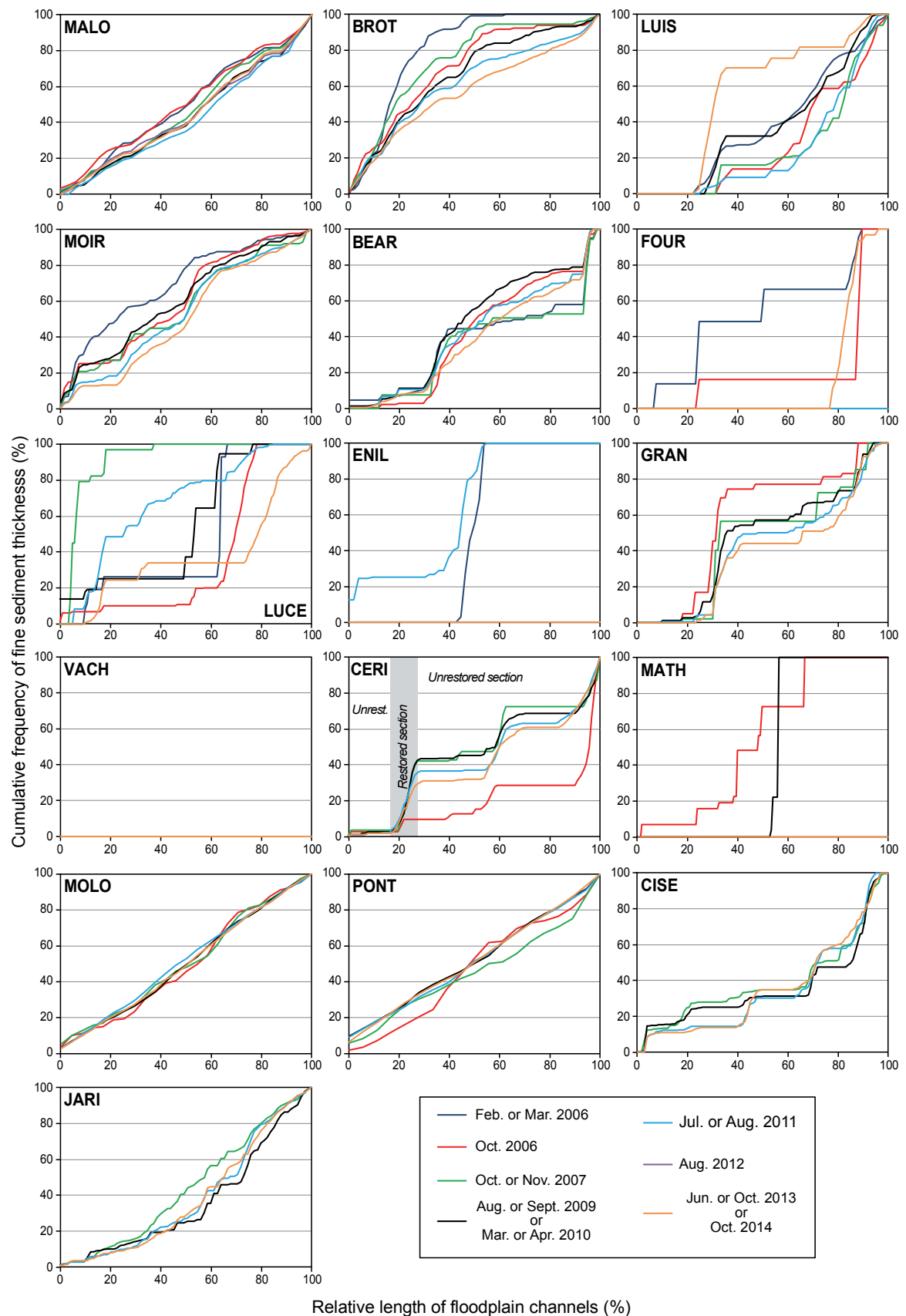


Figure 4.5. Cumulative frequency of relative fine sediment thickness measured locally along floodplain channel lengths (*i.e.* the proportion of the fine sediment thickness in relation to the total fine sediment thickness measured during a given survey in a given channel). See Table 4.1 for more precise dates of surveys.

4.2. Characterization of spatial and temporal variability in fine sedimentation pattern

77% of the total variance of our dataset was attributed to the between-channel variability and the remaining 23% to the within-channel dynamics.

4.2.1. Between-channel (time-averaged) fine sediment patterns

For further investigations, we retained the first two axes of the between-channel PCA (Figure 4.6), which explained 83 % of the total between-channel variance (57% for F1, 26% for F2). The first axis primarily depicts the ability of channels to store fine sediment deposits along their vertical and longitudinal dimensions. Three metrics explain about 70% of the variance supported by F1: the fine sediment coverage (FsC, 25%), the normalized length of contiguous fine patches (NpL, 22%) and the average fine sediment thickness (FsT, 21%). This axis is also influenced in a lesser extent by the relative proportion of the total fine sediment thickness found along 50% of the overall monitored length (C_med, 11%) and the relative proportion of the total fine sediment thickness measured between 25-75% of the total monitored length (C_IQR, 11%). The second axis reflects the longitudinal structure of fine deposits. It is mainly structured by the normalized number of fine patches (N_Patch, 39%) and the normalized length of contiguous fine patches (NpL, 21%). The relative proportion of the total fine sediment thickness found along 50% of the overall monitored length (C_med, 16%) and the relative proportion of the total fine sediment thickness measured between 25-75% of the total monitored length (C_IQR, 15%) also slightly contribute to this second axis.

We identified four time-averaged types of fine-grained deposit patterns (Figure 4.6 b, c, & d). Floodplain channels of type A are clearly different from channels of type D. Channels of type B & C constitute two intermediate cases. They are well-separated from the two other types, but they share some similarities. Channels of type A have no or few very short patches of fine deposits, so that they do not exhibit any longitudinal trend in fine sediment thickness (VACH, MATH, ENIL and FOUR). Floodplain channels of type B (LUCE, GRAN and BROT) and type C (CERI_All, CISE, LUIS, BEAR, MOIR and JARI) are two relatively close intermediate types. Type B channels often exhibit thinner sediment deposits and less important values of fine sediment coverage than observed in type C channels. Patches of fine deposits tend also to be less discontinuous and slightly shorter in type B channels than observed for channels of type C. Type B channels generally have higher values of "C_med" (see caption of Figure 4.6 for a definition) and lower values of "C_IQR" than observed in channels of type C. Among type B channels, only BROT exhibit a significant downstream fining ($P\text{-value} < 10^{-10}$) in fine sediment thickness, measured between the distance from upstream and time-averaged values of local fine sediment thickness. LUCE and GRAN exhibit no significant longitudinal trend. Channels of type C have more varied longitudinal gradients in fine sediment thickness. Four of these channels have a downstream growth in fine sediment thickness significant at least at the 1% α -level for (LUIS, CERI, JARI and CISE; see Figures 4.4 & 4.5). MOIR exhibits a significant downstream fining in fine sediment thickness ($P\text{-value} < 0.03$). BEAR exhibit no significant longitudinal trend. Floodplain channels of type D are fully covered by fine sediments and have fairly continuously distributed fine deposits along their length (MOLO, PONT and MALO). They clearly have the highest propensity to store fine sediments and exhibit significant downstream growth in fine

sediment thickness. The relationship between the distance from upstream and averaged values of local fine sediment thickness is significant at least at the 5% α -level for all of these channels, showing they tend to sequester relatively more fine sediment near their downstream end.

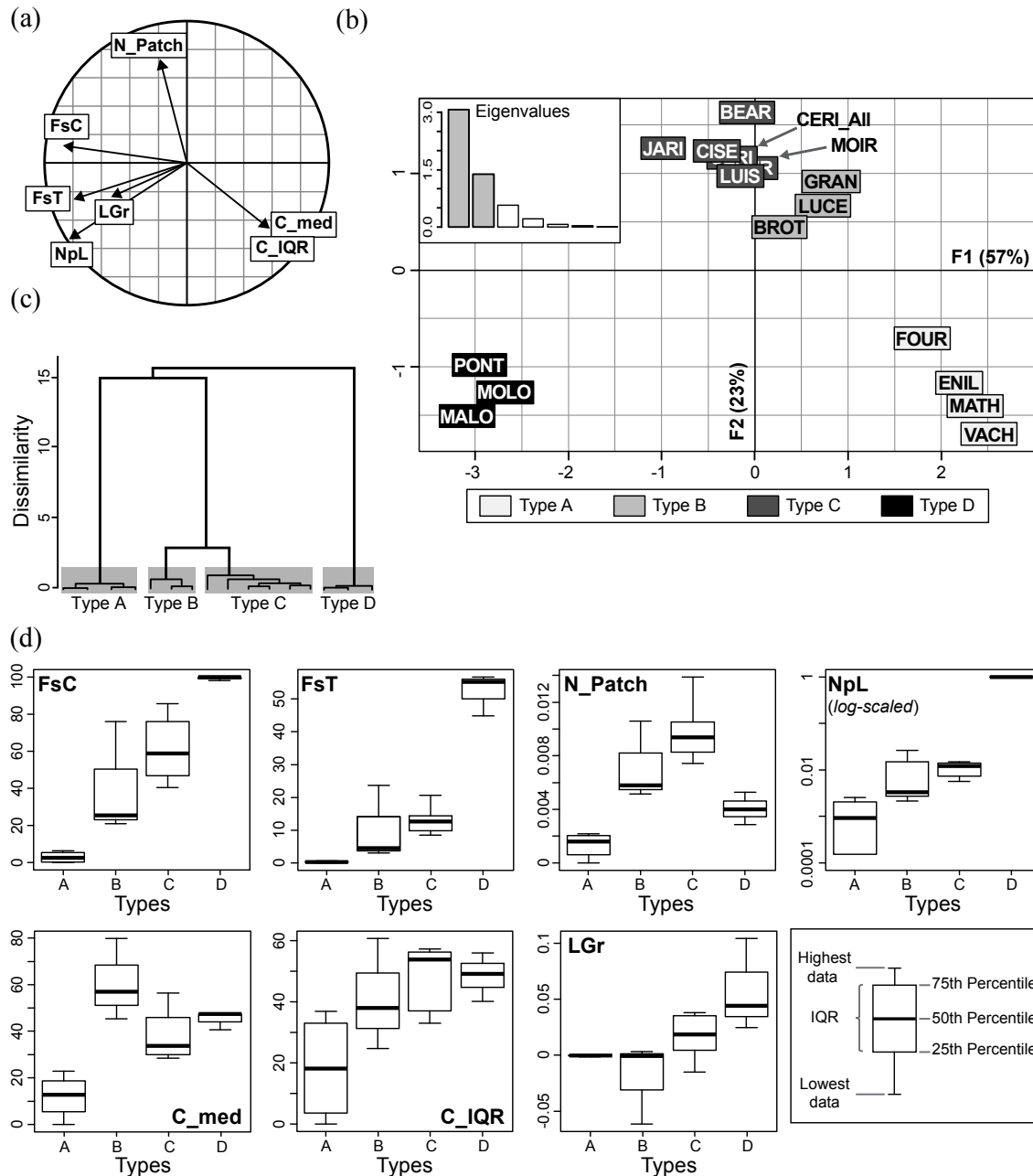


Figure 4.6. Results of the between-channel Principal Components Analysis (PCA). (a) Correlation circle of the variables describing fine-grained deposits within floodplain channels in their post restoration state, showing: (NpL), the length of contiguous fine sediment patches normalized by the length of floodplain channels; (FsC), the relative length covered by fine sediments; (FsT), the average thickness of fine sediment deposits; (N_Patch), the number of contiguous patches of fine deposits normalized by the length of floodplain channels, which is a proxy for the patchiness of fine deposits; (LGr), an indicator of the presence/absence of a longitudinal trend in fine sediment thickness - a positive value indicates a downstream growth in fine sediment thickness. These metrics are presented in the §3.2.2. (b) Factorial map F1 x F2 and eigenvalues resulting from the between-channel PCA showing four homogenous types of channel. (c) Types of channels were determined through a Hierarchical Ascendant Clustering analysis performed on channel time-averaged coordinates on the first two components of the between-channel PCA. (d) Distributions of the metrics describing fine-grained deposits within floodplain channels by channel type (not normalized values).

4.2.2. Within-channel dynamics of fine sediment patterns

The first two axis of the within-channel PCA (Figure 4.7) explained 55 % of the total within-channel variance (30% for F1, 25% for F2). F1 is mainly structured by the relative proportion of the total fine sediment thickness measured in a given year that was measured at between 25-75% of the overall monitoring length (C_IQR, 43%) and the relative proportion of the total fine sediment thickness found along at least 50% of the overall monitored length (C_med, 30%). To a lesser extent, it is also influenced by the number of contiguous patches of fine deposits normalized by the length of floodplain channels (N_Patch, 17%). F2 is mainly influenced by the number of contiguous patches of fine deposits normalized by the length of floodplain channels (N_Patch, 39%), the longitudinal trend in fine sediment thickness (LGr, 28%), and the average fine sediment thickness (Fst, 17%).

Floodplain channels showed a wide range of post-restoration trajectories (Figure 4.7b). These temporal patterns were more or less complex, depending on the channel considered. Some features of these trajectories were consistent with time-averaged types described above (Figure 4.6). Most type A channels (FOUR, ENIL, &MATH) exhibited a high variability on the F1 axis, highlighting contrasted patterns opposing surveys with few deposits of fines and surveys with no deposits at all. VACH showed no variability because we never measured fine deposits along the median axis of this channel. Most type B channels (BROT & LUCE) evolved mainly along the F2 axis. This was mainly attributed to the dynamic of "FsT" and "C_med". For these two channels, we did not identify any effects of the predominance of scouring processes over fine sedimentation on the longitudinal distribution of fine sediment from one survey to the next. The last type B channel (GRAN) evolved clearly between two contrasted conditions, which were clearly driven by the predominance of scouring or sedimentation processes between surveys. Most type C channels (LUIS, MOIR, BEAR, CISE & JARI) moved along an axis ranging from the upper right corner of factorial maps to the bottom left corner. The patchiness of fine deposits ("N_Patch") was increased when these channels were scoured. Inversely, patches of fine sedimentation were more contiguous when sedimentation was the dominant processes during a given inter-survey period. For LUIS, erosion was so intense during the last inter-survey period (2011-2013) that entirely new conditions were created. Most of these channels exhibited a high magnitude of change from the first to the last survey. The trajectory of the last type C channel (CERI) was more similar to what was observed for BROT & LUCE. Finally, most type D channels (MALO, MOLO) moved along an axis ranging from the upper left corner of factorial maps to the bottom right corner. We observed for these channels a gradual increase of the average fine sediment thickness in combination with an increase of the downstream growth longitudinal trend of fine sediment thickness. The last type D channels (PONT) showed a rather similar trajectory, but the establishment of the longitudinal gradient in fine sediment deposits was much slower than the two others. Inter-survey periods dominated by scouring processes, rather than sedimentation, did not substantially modify fine sedimentation patterns in these channels.

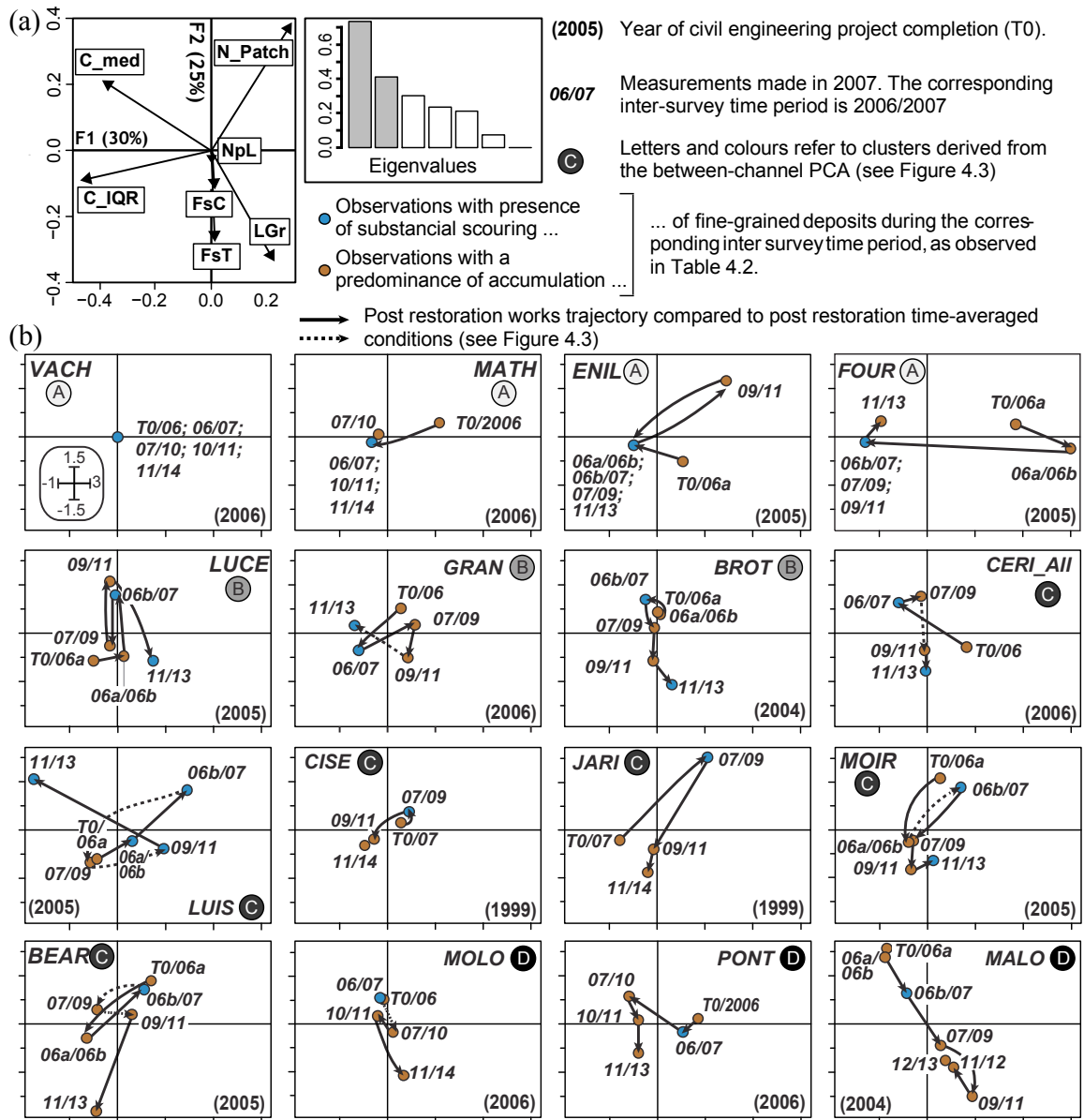


Figure 4.7. Results of the within-channel Principal Components Analysis (PCA). (a) Scores of the variables describing fine-grained deposits within floodplain channels and eigenvalues. "NpL": length of contiguous fine sediment patches normalized by the length of floodplain channels; "FsC": relative length covered by fine sediments; "FsT": average thickness of fine sediment deposits; "N_patch": number of contiguous patches of fine deposits normalized by the length of floodplain channels; "LGr": an indicator of the longitudinal trend in fine sediment thickness - a positive value indicates a downstream growth in fine sediment thickness. (b) Survey scores for individual channels and associated field monitoring dates. The origin of each individual factorial map refers to the time-averaged conditions defined by the between-channel PCA (see Figure 4.6).

4.3. Modeling of fine sedimentation trajectories

4.3.1. Efficiency of models

We fitted four different models to assess the general trend of floodplain channels in terms of fine sedimentation dynamics through time (Figure 4.8, Table 4.3). Graphically (Figure 4.8), the four models give similar results over the range of our observations. Unsurprisingly, classic models (*i.e.* models fitted individually for each channel) are always more efficient than NLME models (Table 4.3), even if graphical differences between the four models are often minimal. The power form of the classic fixed-effects models has the lowest average Root Mean Squared Error ($\overline{\text{RMSE}} = 2.5$), followed by the exponential fixed-effects models ($\overline{\text{RMSE}} = 2.5$), the power form of the NLME models ($\overline{\text{RMSE}} = 3.2$) and the exponential form of the NLME models ($\overline{\text{RMSE}} = 3.7$).

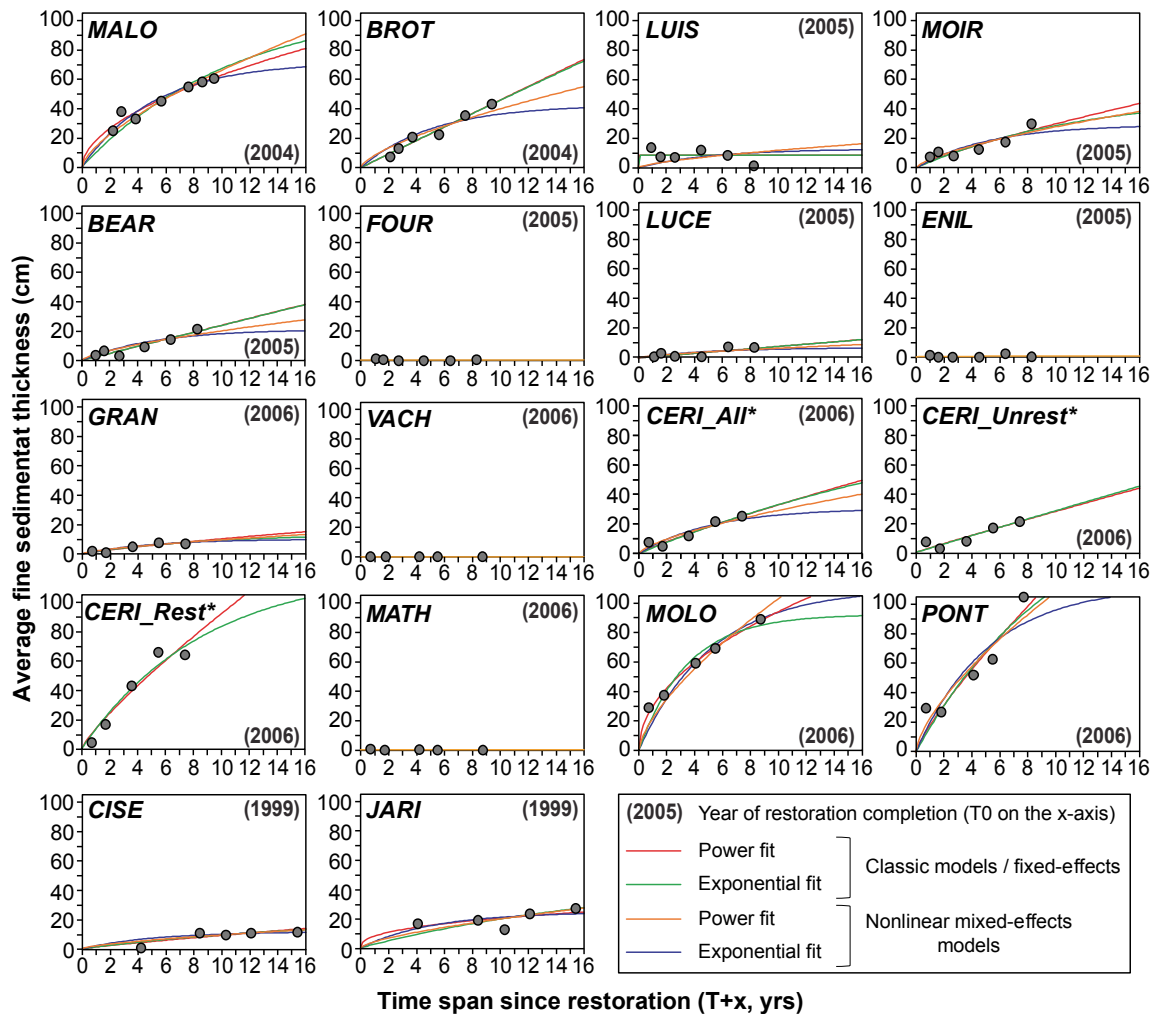


Figure 4.8. Statistical relationships linking the average fine sediment thickness observed in floodplain channels with the time since restoration (*i.e.* from T0 to T+max) according to four different models (see §3.3.1 for details). Raw data are available in Tables 4.1 & 4.2.

*We split the data of CERI into three groups: the whole channel (CERI_All), the restored sub-section (CERI_Rest) and the unrestored sub-section (CERI_Unrest).

Channel code	<i>N</i>	Classic models (fixed-effects, channel-by-channel based)						Non Linear Mixed-Effects (NLME) models							
		Power form (model 1, Eqn 4.1)			Exponential form (model 2, Eqn 4.2)			Power form (model 3, Eqn 4.1)			Exponential form (model 4, Eqn 4.2)				
		α_1	β_1	Significance ^o	RMSE	α_2	β_2	Significance ^o	RMSE	α_3 (random)	β_3 (fixed)	RMSE	α_4 (random)	β_4 (fixed)	RMSE
MALO	7	18.45	0.47	**	3.2	111.93	0.09	**	5.5	13.8		4.2	71.5		3.7
BROT	6	4.60	0.00	**	2.2	1436.17	2.9e ⁻³	**	2.2	8.4		4.1	42.7		5.2
LUIS	6	8.43	1.00	.	3.9	8.43	24.16	.	3.9	2.5		6.5	12.6		6.5
MOIR	6	4.64	0.19	**	3.4	50.20	0.08	**	3.7	5.8		3.5	29.2		4.1
BEAR	6	2.38	0.00	**	2.0	2331.55	9.2e ⁻⁴	**	2.0	4.2		2.7	21.1		5.3
FOUR	6	0.29	1.00	.	0.4	1.24	0.03	.	0.4	0.1		0.4	0.7		0.5
LUCE	6	0.78	0.00	*	1.7	1735.80	4.5e ⁻⁴	*	1.8	1.4		1.9	7.0		1.9
ENIL	6	0.51	0.83	.	0.9	3.30	0.04	.	1.0	0.3	0.32	1.0	1.5	0.19	1.0
GRAN	5	1.53	0.17	*	1.0	13.61	0.11	*	0.9	2.0		1.0	10.1		1.0
VACH	5	0.00	1.00	.	0.0	0.00	1.00	.	0.0	0.1		0.2	0.4		0.2
CERI_All†	5	4.39	0.12	**	2.5	109.62	0.04	**	2.6	6.2		2.8	30.8		3.1
MATH	5	0.27	1.00	.	0.4	1.02	0.02	.	0.4	0.1		0.5	0.7		0.5
MOLO	5	29.88	0.50	***	1.8	92.24	0.29	***	5.9	21.5		6.1	109.8		6.9
PONT	5	17.88	0.18	**	9.7	181.30	0.09	**	10.8	22.7		10.1	112.9		12.5
CISE‡	5	1.17	0.11	*	2.3	21.80	0.06	*	2.2	2.0		2.4	11.6		2.7
JARI‡	5	7.76	0.58	.	3.9	48.84	0.05	.	4.7	4.1		4.3	24.4		4.4
CERI_Unrest††	5	3.02	0.03	*	2.8	833.22	3.5e ⁻³	*	2.9	These four sub-sections of floodplain channel are not included in NLME models					
CERI_Rest†	5	13.36	0.16	**	6.6	122.01	0.12	**	5.7						

^o For classic fixed-effects models, estimates are associated with the P-values resulting from the test of the null hypothesis H0: the time span since restoration has no effect [see §3.2.2 for further details] (" .": P-value < 0.1; "**": P-value < 0.05; "***": P-value < 0.01; "****": P-value < 0.001).

† See Table 4.1 caption.

Table 4.3. Results of the trend analysis. Estimates of α and β derived from our four models linking the average fine sediment thickness observed in floodplain channels with the time span since restoration completion (T0) and associated RMSE displayed for each floodplain channel.

4.3.2. Trend analysis: the role of the time span since restoration

To assess the overall trend of fine sedimentation temporal dynamic, we tested the null hypothesis H_0 : the time span since restoration completion has no effect on the observed average fine thickness in each floodplain channel. Only the two forms (*i.e.* power *versus* exponential) of our classic model fixed-effects (*i.e.* channel-by-channel-based fits) could be tested here.

Whatever the form of the model considered (Table 4.3), the test gave similar results. The rejection of the null hypothesis H_0 was significant (*i.e.* the probability that the test rejects the hypothesis at least at the 5% α -level) for 10 channels (62.5 % of cases). In other words, 10 channels are time-dependant and tend to accumulate more and more fine sediment deposits as post-restoration time elapsed. This result also highlights the presence of temporal serial correlation in the observations of these floodplain channels. The six other channels did not exhibit any significant time-dependent changes.

This analysis also taught us that CERI is a time-dependant floodplain channel both in its restored and unrestored sections. On the other hand, the limited number of probing points for the first survey in CISE & JARI (in 2003) in comparison to the following surveys (see *e.g.* Figure 4.2 to compare the number of measurements) had no statistical impacts on the results of this test (Table 4.3). Therefore the data from 2003 can be used.

4.4. Links between the flooding regime and the propensity to accumulate fine deposits

Floodplain channels have varied flooding regimes (Table 4.4). The upstream overflow frequency of channels ranges from 0.24 d.yr⁻¹ (for BEAR) to 365.25 d.yr⁻¹ (*e.g.* for ENIL). The maximum magnitude of upstream overflow events since restoration ranges from 2.6 N.m⁻² (for MOLO) to 54.1 N.m⁻² (for BROT). The maximum backflow capacity ranges from 0.00 m.km⁻¹ (*e.g.* for VACH) to 8.16 m.km⁻¹ (for PONT).

We tested three explanatory variables to predict the propensity of floodplain channels to accumulate fine-grained material: the annual upstream overflow frequency, the maximum shear stress and the maximum backflow capacity. We used the parameter alpha derived from the power form of the NLME models (Table 4.3) as a proxy for the propensity of channels to accumulate fine sediment, because it had been determined to be more efficient (see §4.2.1). The alpha parameter is significantly, but weakly, negatively correlated to the annual upstream overflow frequency ($R^2 = 0.3$; $P < 0.02$; Figure 4.9a). On the other hand, it is significantly negatively correlated with the maximum shear stress ($R^2 = 0.66$; $P < 10^{-5}$; Figure 4.9b) and significantly positively correlated to the maximum backflow capacity ($R^2 = 0.79$; $P < 10^{-5}$; Figure 4.9c). The alpha parameter is very well predicted at a significant level from the combination of the maximum shear stress and of the maximum backflow capacity (adjusted $R^2 = 0.86$; $P < 0.003$ for $[\bar{\tau}_{max}]$ and $P < 0.002$ for $[\overline{BF}_{max}]$; Figure 4.9d). As performed in Figure 4.9c, we tested to combine the upstream overflow frequency (\bar{f}_{qb}) with the maximum shear stress ($\bar{\tau}_{max}$) and the maximum backflow capacity (\overline{BF}_{max}) [not displayed here]. In the first case, we obtained good results ($\alpha = 26.3 - 0.9 \log(\bar{f}_{qb}) [P < 0.03] - 6.1 \log(\bar{\tau}_{max}) [P < 10^{-4}]$; adjusted $R^2 = 0.75$). In the second case, the upstream overflow frequency was not significant at the 5% α -level ($\alpha = -3.4 + 0.9 \log(\bar{f}_{qb}) [P = 0.08] + 3.0 (\overline{BF}_{max}) [P < 10^{-5}]$; adjusted $R^2 = 0.82$).

Channels		General morphological characteristics		Hydrologic and hydraulic characteristics			
Reach code	Channel code	Monitored length of the waterbody (m)	Upstream plug length (m)	Upstream overflow discharge* (m ³ .s ⁻¹)	Upstream overflow frequency [\bar{f}_{qb}] (days.year ⁻¹)	Maximum shear stress [°] [$\bar{\tau}_{max}$] N.m ⁻²	Maximum backflow capacity [†] [$\bar{B}f$] (m.km ⁻¹)
CHAU	MALO	350	780	989	0.37	7.7	7.09
CHAU	BROT	650	130	1246	0.73	54.1	3.48
BELL	LUIS	460	60	229	24.44	28.8 [†]	0.00
BELL	MOIR	680	315	417	8.55	6.5	1.13
BELL	BEAR	730	60	982	0.24	25.4	3.74
BELL	FOUR	740	225	167	38.48	36.7	0.46
BELL	LUCE	1210	-	Perm.	365.25	27.0	0.00
BELL	ENIL	540	-	Perm.	365.25	21.2	0.00
BREG	GRAN	1010	210	539	3.62	28.9	1.51
BREG	VACH	850	-	Perm.	365.25	34.4	0.00
BREG	CERI	920	3	102	179.48	17.0	0.00
BREG	MATH	1715	-	Perm.	365.25	27.7	0.00
BREG	MOLO	250	1220	560	4.59	2.6	6.56
BREG	PONT	190	910	1266	1.10	4.8	8.16
PBE	CISE	1090	-	Perm.	365.25	33.1	0.00
PBE	JARI	760	670	1801	4.86	21.3	3.88

Perm.: permanent connection with the main channel for the minimum flow.

* See Chapter 3 for details regarding the determination of this value.

[°] It corresponds to the post-restoration hourly maximum total boundary shear stress (*i.e.* a temporal maximum). Only values of floodplain channels located in the bypassed reach of BELL have changed in comparison to those displayed in Chapter 3 (see Table 3.2).

[†] The shear stress does not correspond to the maximum discharge for LUIS (see Chapter 3).

Table 4.4. Main physical characteristics of floodplain channel morphology, hydrology and hydraulics.

Types of fine sedimentation patterns associated with floodplain channels are rather well predicted, notably regarding channels of types A & D). Channels of types B & C often show overlaps. Most type A channels are permanently connected at both ends to the main channel with high shear stress values and no backflow capacity (VACH, MATH & ENIL). The last one, FOUR, is a very high-energy and frequently overflowed channel having a very low maximum backflow capacity. Type B channels (LUCE, GRAN & BROT) exhibit a wide range of alpha values and flooding regimes. They have the highest within-type heterogeneity regarding values of alpha. BROT is the channel with the highest shear stress, but this backwater channel is relatively rarely overflowed and shows a rather high maximum backflow capacity. LUCE & GRAN exhibit similar maximum shear stress conditions, which are relatively high. However, LUCE is an active secondary channel showing a flooding regime similar to type A channel. GRAN is a frequently overflowed backwater channel with a low maximum backflow capacity. Similarly to type B channels (LUIS, MOIR, BEAR, CERI, CISE & JARI), type C channels show a wide range of sedimentary, hydrological and hydraulic conditions. They exhibit the highest within-type variability in terms of characteristics of the flooding regime, whatever the metric considered. All are backwater channels, except for the active secondary channel of CISE. Their annual upstream overflow frequency ranged from 0.24 (BEAR) to 365.25 days.yr⁻¹ (CISE). They exhibited

maximum shear stress values ranging from 6.5 (MOIR) to 33.1 N.m⁻² (CISE). They had maximum backflow capacity values ranging from 0.0 (CISE) to 3.88 m.km⁻¹ (JARI). Type D channels are backwater channels that are relatively rarely overflowed at their upstream end. They exhibit very low values of maximum shear stress but have remarkably high value of maximum backflow capacity.

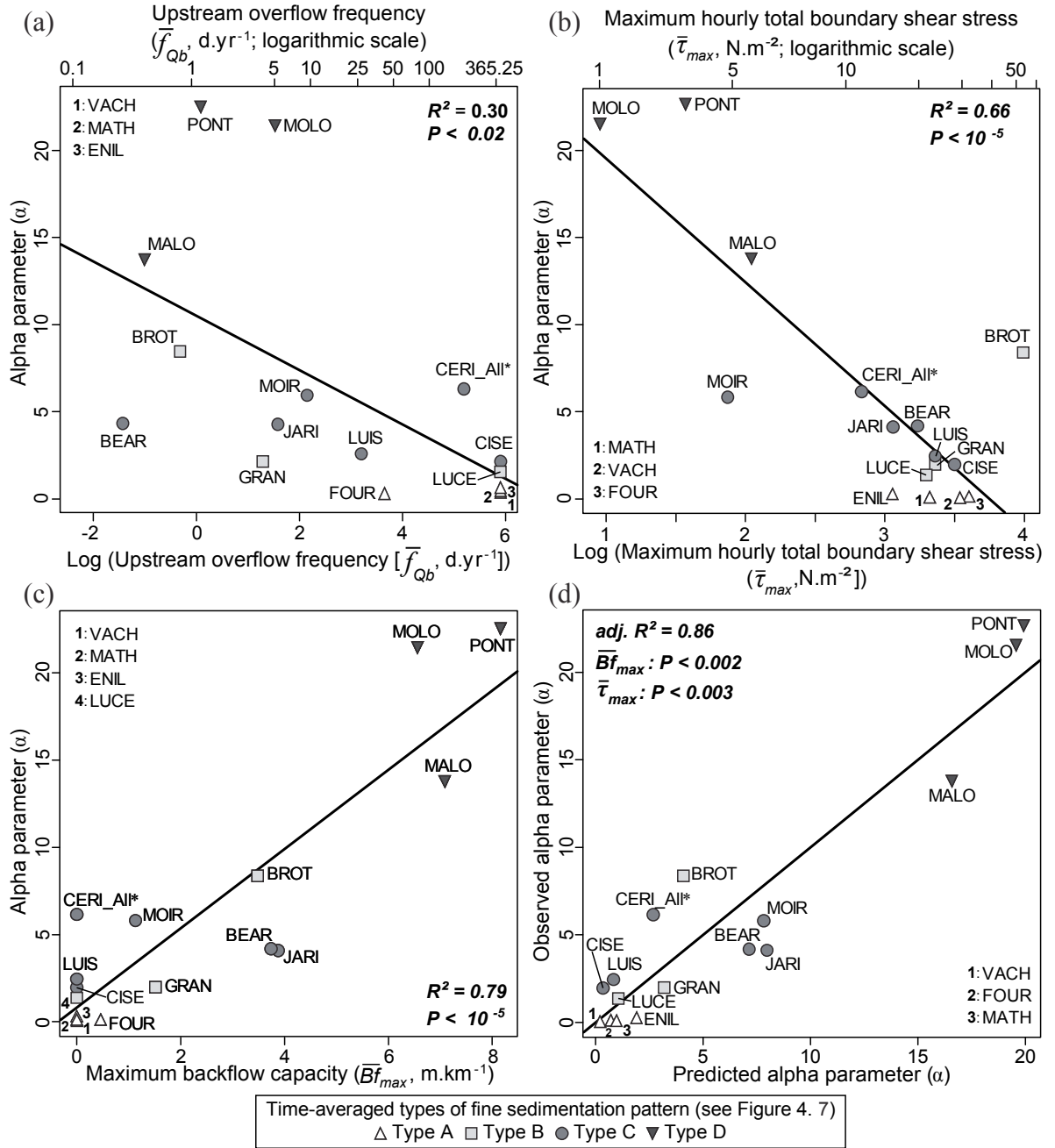


Figure 4.9. Predictions of the propensity of floodplain channels to accumulate fine deposits over the post-restoration monitoring period. We used the alpha parameter (α) derived from the power form of NLME models (Raw values are displayed in Table 4.3) as a proxy for the response variable. Raw values of the three explanatory variables tested are presented in Table 4.4. a) Linear regression linking alpha with the annual upstream overflow frequency (\bar{f}_{Qb}), where $\alpha = 10.4 - 1.6 \log [\bar{f}_{Qb}]$. b) Linear regression linking alpha with the maximum shear stress ($\bar{\tau}_{max}$), where $\alpha = 26.6 - 7.1 \log [\bar{\tau}_{max}]$. c) Linear regression linking alpha with the maximum backflow capacity (\bar{Bf}_{max} , see Eqn. 4.4), $\alpha = 0.8 + 2.3 [\bar{Bf}_{max}]$. d) Observed versus Predicted values of alpha, where alpha is predicted from a linear combination of \bar{Bf}_{max} and logarithm of $\bar{\tau}_{max}$: $\alpha = 12.6 - 3.5 \log [\bar{\tau}_{max}] + 1.6 [\bar{Bf}_{max}]$. Lines in bold depict the line of best-fit for a), b), c) and the line of perfect agreement for d). Channels are discriminated according to their time-averaged types of fine sedimentation patterns as shown in Figure 4.6. *Only the whole floodplain channel of CERI was considered in this analysis.

4.5. Short term *versus* long term comparisons

We have pre-restoration data for 12 of the 16 floodplain channels studied here (Table 4.1). Most of them had been artificially isolated from the main channel at their upstream end by submersible embankments constructed at the end of the XIXth century. Only three had been isolated by alluvial plug accretion.

We compared averages of fine sediment thickness observed before restoration (Table 4.5) with averages measured in these channels during the last surveys of 2013 or 2014 (depending on the channel considered) to assess the effect of restoration projects. We observed that post-restoration deposits are often thicker than pre-restoration. The largest positive difference between post and pre-restoration averages was found in MOLO (+44.0 cm). Only LUCE and MATH exhibited thinner fine deposits after restoration than before (difference between averages equal to -5.4 cm and -15.1 respectively). Fine sedimentation rates measured before restoration were often very low, except in a few channels (BEAR, MATH, PONT, MOLO).

Channel code	Date of upstream disconnection* (lower/upper)	Elapsed time since upstream disconnection* (max./mean/min.)	Type of disconnection	FST ° measured at T-x (cm)	FST† estimates at T-x [min./mean/max.] (cm.yr ⁻¹)
LUIS	1874/1875	130/129.5/129	low dikes	0.0	0.0/0.0/0.0
MOIR	1874/1875	130/129.5/129	low dikes	28.1	0.2/0.2/0.2
BEAR	1973/1982	31/26.5/22	alluvial plug	16.0	0.5/0.6/0.7
FOUR	1880/1900	124/114/104	low dikes	0.4	0.0/0.0/0.0
LUCE	1880/1900	124/114/104	low dikes	1.3	0.0/0.0/0.0
ENIL	1880/1900	124/114/104	low dikes	0.0	0.0/0.0/0.0
GRAN	> 1860	> 144	low dikes	0.0	< 0.0
VACH	1879/1881	125/124/123	low dikes	0.0	0.0/0.0/0.0
CERI	1885	120/119.5/119	low dikes	11.3	0.1/0.1/0.1
MATH	1954/1971	50/41.5/33	alluvial plug	15.1	0.3/0.4/0.5
MOLO	1885	120/119.5/119	low dikes	45.1	0.4/0.4/0.4
PONT	1939/1954	65/57.5/50	alluvial plug	100.9	1.6/1.8/2.0

**i.e.* isolation of the upstream end of floodplain channels from the main river channel flow.

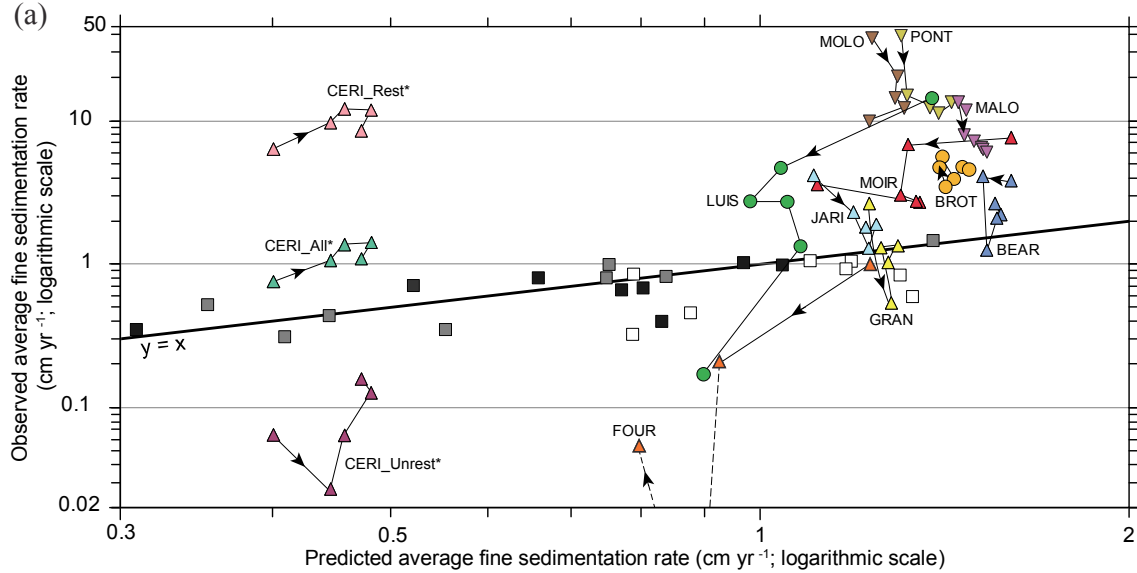
°FST: average Fine Sediment Thickness. These measures were performed in 2004 (Table 4.1) in 12 of the 16 floodplain channels studied in this paper.

†FSR: average Fine Sedimentation Rate.

Table 4.5. Characterisation of fine sedimentation in floodplain channels before restoration.

We also compared the evolution of the average fine sedimentation rates of restored floodplain channels measured after restoration with rates predicted by the model of Citterio & Piégay (2009) (Figure 4.10). Rates measured in restored floodplain channels (between 0.9 to 15.4 years after restoration) are higher than values observed by Citterio & Piégay (2009) in unrestored channels of the Ain, the Doubs, and the Rhône Rivers, which exhibited a wide range of ages (between 25 and 300 years). Taken as a whole, average fine sedimentation rates were better predicted in unrestored channels than in restored channels. With a few exceptions, we also observed for restored channels

that sedimentation rates tend progressively to decrease through time and to approach long term model values (Figure 4.10). It is especially obvious for floodplain channels with the highest fine sedimentation rates (MOLO, PONT, MALO and the restored section of CERI). For these channels (except for CERI_Rest), residuals tend to decrease through time at a slower and slower rate.



(b)

Channel code	Average fine sedimentation rate (cm yr ⁻¹)									
	Observed									Predicted
	2003	2006a*	2006b*	2007	2009	2010	2011	2013	2014	
LUCE	-	0.4	1.5	0.2	0.1	-	1.1	0.8	-	0.3
ENIL	-	1.3	0.0	0.0	0.0	-	0.4	0.0	-	0.3
VACH	-	-	0.0	0.0	-	0.0	0.0	-	0.0	0.3
MATH	-	-	1.2	0.0	-	0.1	0.0	-	0.0	0.3
CISE	0.2	-	-	1.3	1.0	-	0.9	-	0.8	0.3

* Two campaigns were performed in 2006, one during spring (2006a) and the second one in autumn (2006b).

Figure 4.10. Evolution of post-restoration fine sedimentation rates compared with predicted rates according to the model of Citterio & Piégay (2009) [See §3.4 and Eqn 4.5 for further details]: (a) for backwater channels and (b) for active secondary channels. Regarding (a), black squares, grey squares and white squares correspond to data of floodplain channels located on (respectively) the Doubs, the Ain and the Rhône Rivers derived from Citterio & Piégay (2009). Arrows depict the chronological order of survey. Raw values of observed average fine sedimentation rate are given in Table 4.2 for each channel and corresponding time span since restoration are given for each survey in Table 4.1. Note that surveys of 2007, 2009 and 2011 are not displayed for FOUR, because the observed average fine sedimentation rate is equal to 0 cm.an⁻¹.

4.6. First appraisal of the durability of floodplain channels as aquatic habitats

The four models previously established and shown in Figure 4.8 were extrapolated through time in order to assess the potential longevity of restored floodplain channels as aquatic habitat (Figure 4.11). We observed that these models can return different estimates for the same floodplain channel regarding its potential life span over the long term.

Because they had been identified as time-independent channels (*i.e.* as channels *a priori* able to self-maintain their aquatic status) six channels (LUIS, FOUR, ENIL, VACH, MATH, JARI) were not included in the analysis of the figure 4.11. Moreover, regardless of which models were considered (classic fixed-effects or Non Linear Mixed-Effects) and their forms (power or

exponential), three other channels seem to be able to maintain their aquatic stage for a long time (LUCE, GRAN & CISE). The seven remaining channels can be separated into two groups: (i) BROT & BEAR on the one hand and (ii) MALO, MOLO, PONT and MOIR on the other hand. CERI appears to be a sort of transitional form between these two groups.

The two channels of the group (i) exhibit a very similar potential trend of adjustment according to the power and the exponential forms of the classic fixed-effects model. Indeed, they follow a near-linear trend (Figure 4.11) and their rate parameter Beta (channel-based) is very close to 0 for the two forms (see β_1 & β_2 for these channels in Table 4.2). Thus, the longevity of their aquatic stage according to the two forms of the classic fixed-effects model ranges from 36 to 43 years after restoration for BROT and to 34 to 38 years for BEAR. The two forms of the NLME model provide a more sustainable estimate of the longevity of these two channels, because they consider a higher value for the Beta parameter ($\beta_3 = 0.32$ [power form] and $\beta_4 = 0.19$ [exponential form]; see Table 4.2), which is fixed in the case of mixed-effects models (*i.e.* population-based and not computed at the channel level as it is for classic models). According to the power form of the NLME model, the terrestrialization of BEAR and BROT will occur, 78 and 83 years after restoration completion, respectively. Finally, these two channels will quickly reach equilibrium according to the exponential form of the NLME model.

According to the two models (*i.e.* classic fixed-effects and NLME) that use the exponential form, the channels in group (ii) will quickly reach a point of saturation. In other words, the fine sediment thickness of these floodplain channels would quickly reach equilibrium. These types of unrealistic trends for these channels will be discussed in the discussion section. On the other hand, the two models (*i.e.* classic fixed-effect and NLME) using the power form suggest these channels could be rapidly and completely filled with fine-grained sediment. According to the power form of the classic fixed-effect models, MALO, MOIR, MOLO & PONT will be terrestrialized 48, 50, 32 and 17 years after restoration completion. According to the power form of the NLME model they will be terrestrialized 31, 76, 21 and 22 years after restoration.

CERI is a hybrid case between groups (i) and (ii). Values of alpha and Beta derived from both forms (power and exponential) of the classic fixed-effects models are similar to those observed for channels of the group (i) for the unrestored section of CERI (CERI_Unrest). Regarding the restored section (CERI_Rest), values of alpha and Beta are very close to those observed for channels of the (ii) group. According to the classic fixed-effect models, this channel and its sub-sections have the following expected longevity (power and exponential forms, respectively): 31 and 45 years for CERI_All, 33 and 32 years for CERI_Unrest, 12 and 22 years for CERI_Rest. According to the power form of the NLME model, CERI_All will be terrestrialized 52 years after restoration. According to the power form of the NLME model, the duration of its life span is infinite.

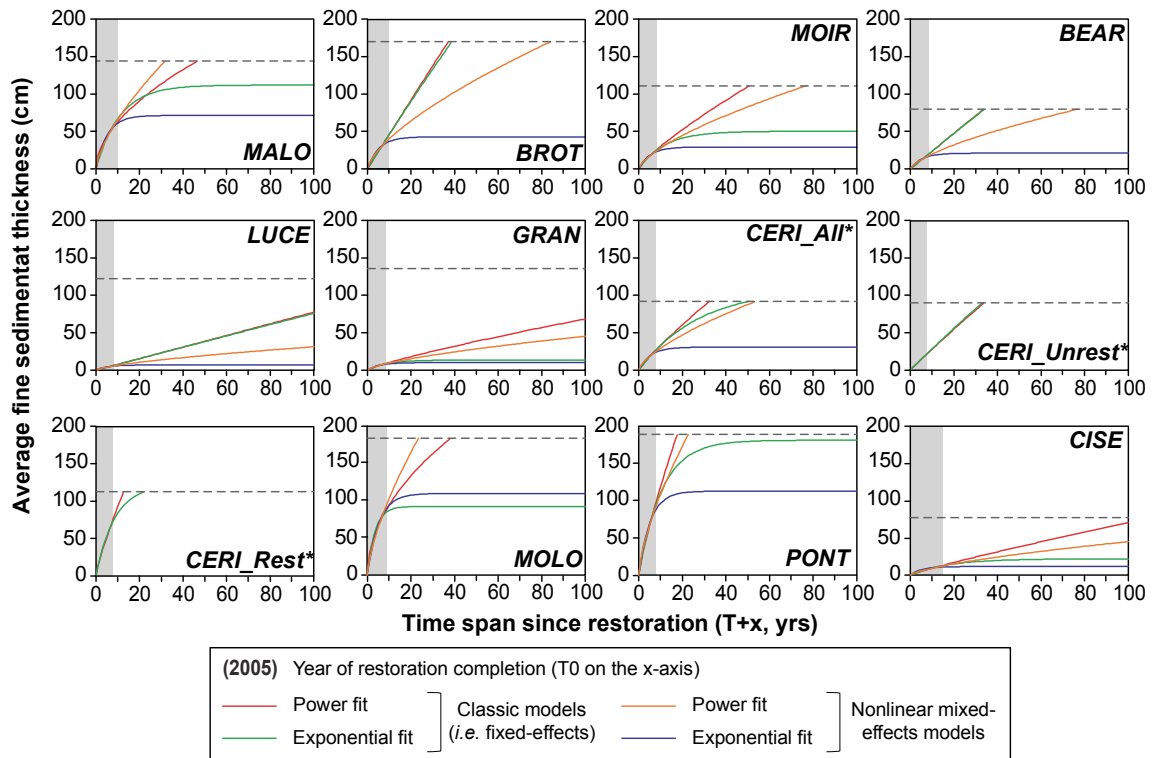


Figure 4.11. Temporal extrapolation of statistical relationships linking the average fine sediment thickness observed in floodplain channels with the time span since restoration, which have been established in Figure 4.8 for the T0-T+max time period (this period is indicated by the shaded area). Only time-dependent floodplain channels (*cf.* Table 4.3) are displayed. Horizontal dashed lines show the theoretical average water depth right after restoration (*i.e.* at T0). These values of water depth were corrected (see §3.6 for further details). They refer to a reference water level corresponding to the minimal flow for floodplain channels located in bypassed reaches and to the average discharge for channels located along the total Rhône (Table 4.1).

*We split the data of CERI into three groups: the whole channel (CERI_All), the restored sub-section (CERI_Rest) and the unrestored sub-section (CERI_Unrest). "CERI_Rest" and "CERI_Unrest" were not included in NLME models (*cf.* Table 4.2).

5. Discussion

Our results extended findings of previous studies regarding controls affecting the space-time diversity of fine sedimentation in floodplain channels. They provide a unique description of the adjustment trajectories of 16 floodplain channels, based on five to seven monitoring campaigns ranging from T0 to 7-15 years after restoration, depending on the reach and the floodplain channel consider.

Among other works, which will be discussed thereafter, this paper is a direct extension of the study presented in Chapter 3. A comparison of the various types of fine sedimentation pattern identified in the present study (Chapter 4) and types of grain size pattern established in Chapter 3 is provided in Chapter 6.

5.1. Fine sedimentation evolution in space and time: characteristics and controls

5.1.1. Typology of fine sedimentation patterns

We investigated time-averaged fine sedimentation patterns between channels and their temporal variations within channels using a specific type of Principal Components Analysis (*i.e.* a

between-and within-channel PCA) performed on seven metrics (see §3.2.2). Between-channel diversity in fine sedimentation pattern accounted for 77% of the overall variance. The remaining 23% were attributed to the within-channel inertia. This underscores that the effect of between-channel differences in time-averaged fine sedimentation patterns is much more important than the cumulative differences relative to time-averaged conditions of each channel. It also indicates that between-channel diversity of sedimentary conditions is fairly stable through time over the monitored period.

We identified four time-averaged types of fine sedimentation pattern (Figure 4.7). These patterns were very robust over the post-restoration period. Time-averaged types of fine sedimentation pattern appeared to be partly controlled by the flooding regime (Figure 4.9). Indeed types A and D channels (*i.e.* extreme types) are well discriminated from channels of the other types, whereas channels of types B & C often show overlaps in driving factor tested. These channels have a wide range of within-types flooding regimes. It highlights the fact that additional major control(s) need to be considered to better distinguish these two intermediate types, such as the longitudinal variability of hydraulic pattern that our spatially averaged shear stress cannot depict.

Most type A channels (VACH, MATH & ENIL) are active secondary channels permanently connected at both ends, while FOUR is a backwater channel (*i.e.* permanently connected to the main channel at its downstream end and plugged at its upstream end). They have high shear stress and very low maximum backflow capacity. Due to their high transport capacity, these channels have no or few very short patches of fine deposits which are transient. Longitudinal sedimentation is complex and discontinuous in types B and C channels. Clear steps, compartments are visible (Figures 4.4 & 4.5). Nevertheless, they are different in the way type B channels mainly underwent sediment on their upstream sections where type C channels on their downstream ones. These may be linked to sediment processes related to traction of sand in type B with a higher transport capacity whereas backflows and settling may play a more important role in type C, with both processes affect both types of floodplain channels. We have shown that the averaged hydraulic and hydrological parameters are useless in terms of differentiating them and it seems inner controls should play a more significant role, such as longitudinal changes in transport capacity (*e.g.* width and slope variations). Field reconnaissance provides some critical illustrations of the role of such a driving factor, notably on CISE where the high downstream sedimentation is observed in a much wider section than the one upstream. Type D channels act as "settling tanks". These passive lentic channels have a high trapping efficiency at high backflow stages and low transport capacity.

5.1.2. Fine sedimentation processes and trends: a comparison with other studies

We observed a high variability of average fine sedimentation rates both in space and time. We measured the highest rates (*e.g.* 40.3 cm.yr⁻¹; Table 4.2, Figure 4.3) during the first few years following restoration (Table 4.2). Then, fine sedimentation rates and the spread in values among channels tended to decrease through time. When considering only data from the most recent sediment surveys (*i.e.* 2013 or 2014; time since restoration ranging from 7.4 to 15.4 years), rates ranged from 0 to 13.6 cm.yr⁻¹. Generally active secondary channels exhibited no significant

deposits of fine material. The backwater channels which recorded the highest fine sedimentation rates (especially type D channels with MALO, MOLO & PONT, and type C channels with LUIS, in a lesser extent JARI & MOIR) often corresponded to channels where the decline of fine sedimentation rates through time was the most drastic (Figure 4.3). Others underwent rather stable fine sedimentation rates.

Considering all channels in our study, rates seem rather high in comparison to values reported several related studies. Lewins and Lewin (1983) observed rates ranging from 0.03 to 7.1 cm.yr⁻¹ in 92 oxbows and "mobile bar" cutoffs in 14 rivers of Wales and the Borderlands (UK). Piégay *et al.* (2008) observed rates ranging from 0.65 to 2.4 cm.yr⁻¹ in 14 former braided, meandering and wandering channels of the Ain River (France) [ages ranging from 10 to 40 years after tree establishment]. Citterio & Piégay measured rates ranging from 0 to 2.57 cm.yr⁻¹ in 39 abandoned anastomosing, braided, meandering and wandering channels situated in the Ain, the Doubs and the Rhône rivers (France). Reckendorfer *et al.* (2013) estimated rates ranging from 0.5 to 2.8 cm.yr⁻¹ in 16 former braided or anabranching channels of the Danube River (Austria), aged at about a century (computed in reference to embankments construction that partially isolated them from the main channel).

However, rates observed in our study fall closer to those observed in the following studies. Stella *et al.* (2011) reported rates ranging from 4 to 18 cm.yr⁻¹ in 10 oxbows with varied ages (from 15 to 100 years after cutoff) of the Sacramento River (USA). Erskine *et al.* (1992) measured rates ranging from 4.5 to 14 cm.yr⁻¹ in three oxbows of the Hunter River (Australia) aged of about 50-100 years. Nevertheless, such a comparison is difficult because we need to account for the effect of the temporal scale.

Several studies demonstrated that fine sedimentation rates often tend to decrease quickly in intensity through time (*e.g.* Hooke, 1995; Gautier *et al.*, 2007; Kondolf & Stillwater Sciences, 2007; Chapter 5 of this manuscript). Indeed, the frequency and the intensity of upstream overflow and backflow events decrease as the channel closes off (*i.e.* gradual establishment of a downstream alluvial plug, elevation of the floodplain channel bed due to the sediment infill), so that fine sediment inputs and the potential occurrence of scouring processes also decrease. On the other hand, it is well established that the higher the relative elevation of the floodplain channel bed above the main channel, the lower the fine sedimentation rates are. Therefore, fine sedimentation rates and the aquatic volume of backwaters, which were initially relatively important, decrease quickly with time. In our study, the drastic decrease of rates in type D channels (MALO, MOLO & PONT) is probably linked both to the progressive construction of sub-aquatic alluvial plugs at their downstream ends and to the overall elevations of their beds. MOIR and JARI exhibited a slighter decrease in fine sedimentation rates in comparison to type D channels. We did not observe the establishment of plugs at their downstream extremities. In these cases, the decay in fine sedimentation rates is likely to be controlled by the global elevation of their beds. In LUIS, processes are different. The high fine sedimentation rates measured right after restoration are probably due to the fact that banks of the floodplain channel were not stabilized. The following years, this channel scoured these deposits (Figures 4.2 to 4.5) thanks to its high scouring capacity (Figure 4.9b). The other backwater channels have lower, but rather constant sedimentation rates through time. Without major changes in the fluvial dynamic, these

channels are likely to maintain their rates until they achieve a threshold relative elevation above the main channel or until the establishment of a downstream alluvial plug.

Finally, we observed most of the channels, except MOLO, are regularly flood-scoured during relatively frequent flood flows (Table 4.2, Figure 4.2), regardless of their time-averaged type. These flood events are equivalent to the 2-year return period for channels located in the bypassed channels of Chautagne, Belley, Pierre-Bénite or in the Total Rhône. They corresponded to events ranging from the 2-year to the 5-year flood level for channels of the Brégnier-Cordon bypassed reach. Flood scouring processes are often sought in the design of floodplain channels, but are rarely quantified. However, these processes are critical because they determined the ability of the restored floodplain channel to self-maintain their aquatic conditions over time (*e.g.* Henry & Amoros, 1995; Amoros *et al.*, 2005). Thus, they maintain the effects of restoration actions over time and contribute to the long term success of such restoration projects.

5.1.3. The role of the flooding regime and implications of floodplain channels geometry

We alternatively tested three explanatory variables reflecting the control of the floodplain channel geometry on their flooding regime: the annual upstream overflow frequency (\bar{f}_{Qb}) computed for each channel from T0 to T+max, the hourly maximum of the spatially-averaged total boundary shear stress ($\bar{\tau}_{max}$) estimated for each channel over the post-restoration period, and an indicator depicting the maximum backflow capacity of floodplain channels along their total length (\overline{BF}_{max}). We used linear and multiple regressions to relate post-restoration fine sedimentation dynamics to environmental variables depicting the flooding regime of floodplain channels (Figure 4.9). We detected the presence of autocorrelation in our dataset (Table 4.3; Figure 4.8). To avoid statistical problems associated with serial correlation issues, we used values of the shape parameter alpha derived from the power form of the NLME model (Table 4.3) as a proxy for the propensity of channels to accumulate fine sediment and not fine sedimentation rates directly. The effect of time was assessed from other analysis (see §5.1.4). Until now, few studies have successfully linked fine sediment rates with quantitative descriptors of the flooding regime of floodplain channels using statistical analysis (Piégay *et al.*, 2000, 2008; Citterio & Piégay, 2009). In these studies, authors considered fine sedimentation rates as a function of the balance between two antagonist processes: the upstream and the downstream overflow frequency of floodplain channels. These metrics are used as proxies for the potential of fine sediment scouring resulting from upstream overflow events and for the potential of fine sedimentation resulting from backflow events, respectively. Our results provide additional support regarding the effect of the hydrological connectivity during flood events, notably regarding the implication of the magnitude of upstream overflow (*i.e.* maximum shear stress) and backflow events (*i.e.* maximum backflow capacity).

We found the capacity of channels to sequester fine sediment deposits is significantly related to the maximum shear stress (Figure 4.9b) and to the maximum backflow capacity (Figure 4.9c). In this regard, the maximum shear stress is a good proxy for the sediment transport capacity of floodplain channels. The maximum backflow capacity is a good proxy for the fine sediment trapping efficiency of channels. Therefore, the combination of these two metrics significantly improves the prediction of the propensity of channel to accumulate fine deposits (Figure 4.9d). On

the other hand, we found the upstream overflow frequency (Figure 4.9b) is a poor predictor, when considered alone. It highlights the fact that the upstream overflow frequency needs to be considered in combination with other factors, which modulates its effects on fine sediment accumulation. For example, the relationship between the propensity to accumulate fines and the upstream overflow frequency is not evident for BEAR (high negative residual in Figure 4.9a). This channel is rarely overflowed, but it shows high stress values when connected at its upstream end to the main channel (Figure 4.9b). Thus, this channel does not fit to the model because of its high scouring capacity. For MOLO & PONT, upstream overflow events have little impact on the propensity to accumulate fine sediment (high positive residuals in Figure 4.9a), because they have low stress values (Figure 4.9b). Therefore, independently of the upstream overflow frequency, these two channels accumulated a large amount of fine material because they have a very high maximum backflow capacity (Figure 4.9c), so that they trap a lot of fines through the settling processes. BROU is also a good example of the need to consider several factors at the same time. This channel has the highest stress value (Figure 4.9b). Nevertheless, it has a high capacity to sequester fines because it is relatively rarely overflowed at its upstream end (Figure 4.9a) and it has high maximum backflow capacity.

These results (Figure 4.9) suggest that the propensity of a restored floodplain channel to sequester fine-grained deposits in the first decades following restoration can be well predicted using relatively simple hydrological and/or hydraulic descriptors. These metrics reflect the control exerted by the geometry of floodplain channels on their flooding regime (*i.e.* morphology of the upstream alluvial plug, slope conditions) that managers can quantify and modify and/or target. By allowing the quantification of how technical decisions relative to the design of channels can affect their propensity to accumulate fine sediments, empirical relationships developed in this study are of great interest for managers. They can be used for guiding the design of future restoration sites or for implementing adaptive management in the Rhône river context. Further research is needed to quantify the influence exerted at a finer scale by some other morphological features, such as the long bed profile of the floodplain channels, their width, and the longitudinal distance to the main channel. The control exerted by vertical connectivity (*i.e.* groundwater supply) also needs to be assessed.

Finally, we compared before and after restoration measurements of average fine sediment thicknesses in 12 floodplain channels (compared surveys at T-x in Table 4.5 with the most recent post-restoration survey of 2013 or 2014 in Table 4.2; Figure 4.2). This comparison emphasized that post-restoration measures of fine sediment thicknesses (from 7-15 years after restoration) are very close to the values observed before restoration. Before-after comparisons of average fine sedimentation rates (Figure 4.3) show that rates are much more important after restoration (Table 4.2) in comparison to prior to restoration (Table 4.5). These results underline that restoration firstly modifies forms but, for most channels, processes (*i.e.* upstream overflow frequency and magnitude) are similar if not the same as conditions that prevailed before restoration. In many cases, excavation of floodplain channels increases their ability to store fine sediment. This trend is particularly pronounced because most channels were perched above the channel right before restoration. However, it should be noted that it is largely compensated by the substantial increase

in water depth due to restoration actions. These elements raise the question of the role played by time span since restoration.

5.1.4. The role of the time span since restoration

In the present study, we developed an original statistical test to explore the effect of the time span since restoration on the dynamic of the average fine sediment thickness over the post-restoration period. According to this statistical test (Table 4.3, Figure 4.8), six floodplain channels can be considered as time-independent in term of sedimentation (LUIS, FOUR, ENIL, VACH, MATH & JARI). In other words, it means these time-independent channels are *a priori* able to self-maintain their conditions. These channels are considered as self-sustainable either because flood flows are sufficiently frequent and/or competent to prevent perennial fine sediment deposits (case of LUIS, FOUR, ENIL, VACH & MATH) or because they seem to quickly reach a pseudo steady-state between depositional and erosional processes (case of JARI). On the other hand, ten floodplain channels were found to be time-dependant. This means these channels tend to accumulate gradually more and more fine deposits through time and their adjustment period has not yet ended. Statistically, relatively frequent scouring events, which were identified for most of these sites (except MOLO), were not powerful enough to allow for their self-maintenance. Therefore, up to present these channels have been subject to regular erosional processes, which have not prevented them from maintaining a general trajectory towards terrestrialization. We still need to see how they will react to higher intensity floods.

We compared post-restoration trends in fine sedimentation rates with rates predicted by the empirical statistical model developed by Citterio & Piégay (2009) [Figure 4.10]. Taken as a whole, we observed average fine sedimentation rates were often higher and better predicted in unrestored channels (25-300 years old channels, after cutoff) than in restored channels (0.9-15.4 years old channels, after restoration). Several studies showed that fine sedimentation rates tend to be higher in younger channels than in older floodplain channels (*e.g.* Kondolf & Stillwater Sciences, 2007; Citterio & Piégay, 2009; see also §5.1.2). We also observed that predictions of fine sedimentation rates in the restored floodplain channels became better as the time since restoration increased. In the Sacramento, Kondolf & Stillwater Sciences (2007) observed the highest variability of rates in young channels (from 0 to 18 cm.yr⁻¹ in channels aged of about a decade) in comparison to the range of rates in older channels (from 1 to 5 cm.yr⁻¹ in channels aged of about 130 years). All these elements suggest that right after cutoff (or restoration), floodplain channels have a wide range of geometries and therefore a spread of flooding regime (*e.g.* frequency and magnitude of upstream overflow events and backflow events) and fine sedimentation rates. These differences tend to be progressively smooth over time, as channels terrestrialize. This would suggest that our restored channels will progressively better fit the model of Citterio & Piégay (2009).

We can observe that, whatever the survey considered, some time-dependant channels (BEAR, BROU & GRAN), which were close to the predictions of the model of Citterio & Piégay (2009), have rather stable average fine sedimentation rates through time (Figure 4.3, Table 4.2). These channels have low values of Beta (*i.e.* decay rate parameter) as estimated by classic fixed-effects models (Table 4.3, Eqns 4.2 & 4.3). Therefore these channels are, *a priori*, likely to conserve

similar sedimentation rate values in the future. These channels seem have completed their adjustment periods. Inversely, some time-dependant channels with the highest residuals exhibited high values for the Beta parameter (notably MALO, MOLO, and in a lesser extent PONT). This suggests these channels, which showed an important decline in the measured average fine sediment rate through time (Table 4.3, Figure 4.8), are likely to exhibit rates becoming closer and closer to those predicted by the model of Citterio & Piégay (2009) in the future. MOIR is in between these two sets of channels. All these observations are of particular importance regarding the assessment of the consistency of potential trends of fine sedimentation evolution in the future (Figure 4.10) presented in §5.2.2.

5.2. Sustainability of restored floodplain channels as aquatic habitat in the Rhône River

We extrapolated statistical relationships through time linking average fine sediment thickness with the time span since restoration (Figure 4.8) in order to estimate the potential life span as aquatic habitat of each floodplain channel (Figure 4.11). Relationships linking average fine sediment thickness with the time span since restoration established over the time window covered by measurements were reliable and robust (Figure 4.8). Given the range of estimated potential persistence as aquatic habitat of floodplain channels (Figure 4.11), this observation was much less obvious regarding these extrapolated trends.

5.2.1. Limits of models

Our models are primarily oriented towards assessing the potential longevity of floodplain channels as aquatic habitat. The predictive accuracy of our models is limited by many assumptions and simplifications. The main ones are formulated below. First of all, we hypothesized that terrestrialization processes would be only driven by fine sediment accumulation. Water level in floodplain channel can be influenced by other factors that are not considered here, such as degradation/aggradation or enlargement/retraction of the main river channel bed (Piégay *et al.*, 2000, 2008; Bornette & Heiler, 1994; Bravard *et al.*, 1997). On the other hand, multiple factors which are not considered here are likely to disturb fine sedimentation dynamic. For example, the development of dense vegetation patches can slow flow velocities and promote sediment trapping (Gurnell, 2014). By extrapolating trends estimated over the post-restoration period, we assumed the history of flow and sediment load and underlying processes in floodplain channels (erosion/deposition) will be similar to what was observe from T0 to T+max. Another important aspect concerns the use of average values of fine sediment thickness. Indeed, fine sedimentation deposits are rarely homogeneous along the length of floodplain channels. It means some sub-section of floodplain channels can have very distinctive behavior in term of sustainability in comparison to the spatially averaged one, as well illustrated by the Case of CERI (Figure 4.11; CERI_ALL, CERI_Unrest, CERI_Rest). The same logic applies about the use of an averaged value for the theoretical water depth estimated right after restoration. Finally, we used measures of fine sedimentation performed along the centerline of floodplain channels (*i.e.* the longitudinal dimension). As a consequence, fine deposits from the centerline to the banks of floodplain channels (*i.e.* the lateral dimension of channels) were not considered in our

estimations. Therefore, the only purpose of these models was to give estimate ranges of potential persistence of floodplain channels as aquatic habitats.

5.2.2. Consistency of trends and sustainability of channels as aquatic habitat

Extrapolated trends (Figure 4.11) derived from the four models tested (see §3.3.1) allowed us to show the range of uncertainty existing for some of these estimations. Moreover, some trajectories of adjustment are not physically consistent for all floodplain channels. In the following, realistic or unrealistic trends are discussed regarding types of adjustment previously identified (see §4.6). For the purpose of this discussion, floodplain channels are categorized according to their ranges of estimated life span: self-sustainable channels (*i.e.* infinite life-duration according to the actual trend), high life-duration channels (*i.e.* more than 100 years), intermediate life-duration channels (*i.e.* likely from about 40 to 80 years) and low life-duration channels (*i.e.* likely from about 15 to 50 years). The overlap between the last two classes is discussed below.

A total of six floodplain channels (LUIS, FOUR, ENIL, VACH, MATH & JARI) have been identified as time-independent channels (Table 4.3, Figure 4.8). Therefore, these channels can be considered as self-sustainable channels (see §5.1.4 for an interpretation in terms of hydrologic and hydraulic functioning).

The other ten channels have been identified as time-dependant (see §5.1.4 for an interpretation in terms of hydrologic and hydraulic functioning).

Among these ten channels, we observed three high-duration channels (LUCE, GRAN & CISE). These three time-dependent channels have a rather high scouring capacity, which slowed down fine sediment accumulation through time, without completely reversing the process. They seem to be able to maintain their aquatic status for a very long time, *i.e.* at least more than a century whatever the models and the forms considered (Figure 4.11). These channels are likely to follow an oscillating trajectory between the more pessimistic (*i.e.* the power form of the classic fixed-effects models) and the more optimistic trends (the exponential form of the NLME models).

Three channels (BEAR, BROU & MOIR) can be considered as intermediate-duration channels (likely from about 40 to 80 years). BEAR & BROU channels are rarely overflowed at their upstream end, but can undergo high shear stress flood pulses. They also have a high maximum backflow capacity. These channels followed near-linear trajectories over the post-restoration period (Figure 4.11, Table 4.2, see also §4.6) and recorded fine sedimentation rates that seem rather stable through time (Figures 4.3 & 4.10). According to the model of Citterio & Piégay (2009), these channels are likely to keep such rates over the long term. Therefore, the exponential form of NLME models (Figure 4.11), which suggests these channels can reach equilibrium is very probably unrealistic. According to classic fixed-effects models (power and exponential forms, respectively), the potential longevity of these channels ranges from 36 to 43 years after restoration for BROU and from 34 to 38 years for BEAR. Estimations derived from the power form of the NLME models are the most optimistic for these channels, because the decay rate determined at the population level is the most important (compare β_1 and β_3 in Table 4.2). In this scenario, the life span of these two channels is estimated at 83 years for BROU and 78 years for BEAR. In other words, the sustainability of these intermediate-duration channels is likely to vary a lot, depending on the establishment or not in the future of a hypothetical decrease of fine sedimentation

rate through time (*i.e.* establishment of a downstream alluvial plug). MOIR is close to these two channels in term of life span. It had a medium upstream overflow frequency combined with low shear stress and low maximum backflow capacity, so that reaching equilibrium is not a realistic trend for this channel. Only the power forms of classic fixed-effects and NLME models provided a realistic range of potential longevity for this channel. Therefore, the estimated potential life span of MOIR ranges between 50 and 76 years (according to the classic fixed-effects and NLME models, respectively).

Three floodplain channels can be considered as low-duration channels [likely from about 15 to 50 years] (MALO, MOLO and PONT). These channels are type D channels had a very low scouring capacity and high fine sediment trapping efficiency, which tended to decrease through time due to the formation of alluvial plugs at their downstream end. Obviously, these channels cannot reach equilibrium. Trajectories derived from exponential forms of the two models displayed in figure 4.11 (*i.e.* classic fixed-effects and NLME) constitute physically unrealistic trends. Therefore the power forms of classic fixed-effects and NLME models provided a realistic range of potential durability of these channels. According to these models (respectively classic fixed-effects and NLME), the potential longevity of these channels ranges from 48 to 31 years for MALO, from 32 to 21 years for MOLO and from 17 to 22 years for PONT.

Finally, CERI constitutes a specific case. This channel was very frequently overflowed at its upstream end. It had a very low maximum backflow capacity and intermediate shear stress. Only classic fixed-effects models were fitted for the restored (CERI_Rest) and the unrestored (CERI_Unrest) section of CERI. These sub-reaches have an estimated potential longevity ranging from 12 to 22 years for the restored section and from 33 to 32 years for the unrestored section (according to the power and exponential forms of the classic fixed-effects models). Therefore, they can be considered as low-duration sub-reaches. CERI_all is unlikely to reach equilibrium as suggested by the power form of the NLME models. Its estimated life span ranges from 31 to 52 years, according to the power forms of the classic fixed-effects and NLME models (respectively). According to our classification CERI is a low-duration channel. Nevertheless, the restoration of CERI implied minor improvement. The channel was dredged locally (*ca* 100 m of the 920 m of the floodplain channel). The "natural" floodplain channel was cutoff between 1860 and 1930. In addition, we observed few deposits of fine sediment before the survey of 2009 and subsequent surveys (Table 4.2, Figures 4.2 to 4.5). These elements suggest CERI is likely to be able to scour deposits of fines during relatively infrequent floods. Thus, this channel is likely to follow a slow oscillating trajectory towards terrestrialization over the long term. Therefore, it can be considered as a high-duration channel. In this regard, the local dredging was a failure.

All these estimated ranges of potential persistence of floodplain channels as aquatic habitat, need to be considered carefully for the reasons listed previously (see §5.2.1). Moreover, such extrapolation of trajectories can be sensitive to the number and the temporal extent of observations. For example, Amoros *et al.* (2005) estimated that JARI cannot self-maintain its aquatic status. Assuming a fine sedimentation rate varying between 3 to 5 cm.yr⁻¹ and a remaining average water depth of 120 cm, they estimated the persistence of this channel between 24 and 40 years in reference to the date of their study (*i.e.* about 30 to 46 years in reference to restoration completion). In the present study, we observed JARI recorded relatively high fine sedimentation rates but they quickly decreased through time, so that we described it as self-sustainable channel

based on statistic evidence. This example highlights the intrinsic uncertainty of such an approach. More globally, it proved the need to get long term data in order to calibrate more reliable and robust empirical relationships. However, ranges of estimated potential persistence as aquatic habitat of floodplain channels were consistent with the hydrodynamic behavior of most channels. This means these estimates can be linked to our descriptors of the flooding regime (that managers can modify) and thus to the geometry of floodplain channels. Such estimates can be very useful for managers in order to *a priori* estimate a design life of constructed floodplain channels and to guide project designs of future restoration efforts in the Rhône River. Relationships between the flooding regime and the persistence of restored floodplain channels as aquatic habitat with biological responses need further exploration. Such analysis could be implemented in collaboration with hydrobiologists of the Rhône River restoration scientific programme.

Acknowledgments

We acknowledge the financial and technical support from the *Compagnie Nationale du Rhône*, the *Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse*, the *Région Rhône-Alpes*, the Rhône local collectivities and the EU FEDER programme. We gratefully acknowledge Jean-Michel Olivier and Nicolas Lamouroux coordinating the scientific monitoring of the Rhône restoration programme. We thank Robin Jenkinson for her helpful linguistic support. We are also grateful to the many colleagues involved during the past ten years in the monitoring of these 16 floodplain channels, and particularly Johan Berthet, Ludovic Bultingaire, Thomas Dépret, Guillaume Fantino, Rémi Foussadier, Julien Levrat, Bertrand Morandi, Volodia Petropavlovsky, Samuand Monika Šulc Michalková.

Chapitre 5. Caractériser l'atterrissement d'un bras mort restauré et évaluer la durée de son stade aquatique en combinant mesures *in situ* et modèles bathymétriques acquis par télédétection aéroportée : le cas de la lône de la Malourdie en Chautagne.

Riquier J., Piégay H. & Lejot J. (*in preparation*). Combining *in situ* measures and airborne remotely sensed bathymetric models to characterize the terrestrialization of a restored backwater channel and assess its potential persistence as aquatic habitat.

Abstract

Statistical modeling of terrestrialization processes in floodplain channels that consider both the spatial variability within the waterbody and changes over time is challenging due to the multiplicity of drivers and the complexity of their combined effects and retroactions. This issue is critical for assessing the potential longevity of restored floodplain channels as aquatic habitats. To explore this question, we monitored the restored "Malourdie" backwater channel located along the Rhône River, 140 km upstream of Lyon (France). Starting immediately post-construction in 2004, monitoring consisted of *in situ* measurements of water depths and fine as well as bathymetric models derived from very very-high resolution imagery. Between 2004 and 2013, we found that fine sediment accumulation decreased quickly through time as expected. Based on *in situ* measures, we also documented (i) an important spatio-temporal variability of fine sediment accumulation patterns, (ii) scouring processes in specific areas along the backwater and (iii) baseflow level controls that evolved since restoration. Between 2004 and 2013, we estimate that about 50% of the total terrestrialization of the backwater channel is linked to fine sediment accumulation and the other half is ascribed to the base level drop (*ca* -0.64 m) due to a riffle migration in the main channel. The time span since restoration is clearly significant but its effects differ at the local scale. We also found fine sedimentation rates were significantly negatively related to the time span since restoration in a log-log relationship for most of the sub-reaches. We predict that the backwater will persist in the long term as an isolated pond for at least half a century. Following these findings, we recommend potential adaptive management actions, in order to lengthen the durability of the "Malourdie" backwater channel as aquatic habitat. Finally, remotely sensed bathymetry using very high-resolution imagery collected over time in 2006, 2007 and 2012, allowed us to reproduce water depth distribution in different radiometric contexts and to depict changes in bathymetry between airborne campaigns. We got similar general trends in term of observed and predicted terrestrialization dynamics from both remotely sensed and *in situ* approaches. Remotely sensed bathymetry also provided an almost complete overview of the bathymetric configuration, including cross-sectional features that were missing from the *in situ* measures.

1. Introduction

Floodplain channels (*i.e.* secondary or higher order active channels, backwater channels, sloughs, alcoves or abandoned isolated channels) are typical landforms of shifting channels, which have been identified as critical aquatic habitat types for the maintenance of the ecological integrity of river-floodplain systems (*e.g.* Henry & Amoros, 1995; Bornette *et al.*, 1998; Ward *et al.*, 1999, 2002). Human infrastructures and actions have often led to drastic decreases of processes responsible for the creation and maintenance of floodplain channels (*e.g.* reduction or cessation of lateral erosion, flood flow alteration), so that most of the remnant ones are doomed to disappear due to terrestrialization without curative actions. Since the 1990's, an increasing number of floodplain channel restoration projects aiming at recovering the structure and functions of river-floodplain ecosystems have been carried out along large rivers (*e.g.* Tockner *et al.*, 1998; Buijse *et al.*, 2002; Lamouroux *et al.*, 2015).

One of the key issues currently discussed by the scientific community within the framework of research in ecological restoration is whether it is better to act on forms or processes to achieve a sustainable restoration (*e.g.* Kondolf *et al.*, 2006; Beechie *et al.*, 2010). It is often very difficult to safely restore the processes responsible for the creation of floodplain channels especially along highly-regulated and human-dominated river-floodplain systems. Structural and functional degradations are often so great that it is utopian to try to reverse these processes. The close proximity of human infrastructures and activities (*e.g.* industrial installations and shipping) greatly complicates attempts to give back freedom space for river floodplain systems, so that directly restoring processes is rarely a realistic goal (Kondolf, 2011). Consequently, most currently implemented restoration actions to restore these floodplain channels consider processes only indirectly by acting on forms (*i.e.* state or habitat-based approaches) to improve the connectivity regime between floodplain channels and the main channel. In other words, the conceptual designs of these restoration projects often include the theoretical implications of such connectivity changes on subsequent processes and potential ecohydromorphologic responses (*e.g.* Amoros, 2001; Buijse *et al.*, 2005; Schiemer *et al.*, 2007).

To reconnect floodplain channels, several technical options are implemented. The dredging or excavation of alluvium in order to deepen/lengthen/widen terrestrialized floodplain channels, which is often combined with downstream or upstream-downstream reopening (*i.e.* removal of alluvial plug[s] or establishment of culvert[s]), is the most common measure (*e.g.* Simons *et al.*, 2001 - Rhine River in the Netherlands; Theiling, 1995 - Upper Mississippi River; Jacobson & Galat, 2006 - Lower Missouri River; Lamouroux *et al.*, 2015 - Rhône River in France). When terrestrialization is not too high, dykes located along the floodplain channels/main channel interface are sometimes lowered (*e.g.* Schiemer *et al.*, 1999 - Danube River in Austria). The flooding regime of floodplain channels is also sometimes manipulated (*i.e.* ecological flooding) using gate valves (Schmitt *et al.*, 2009 - Rhine River in France; Stammel *et al.*, 2012 - Danube River in Germany).

Monitoring of restoration actions is very important both to assess the effectiveness of measures implemented and to improve our knowledge of biotic and abiotic adjustments following restoration works. A paramount aspect of the restoration of floodplain channels is the sustainability of the restored aquatic habitats (*e.g.* Henry & Amoros, 1995; Amoros *et al.*, 2005).

In this regard, many case studies dealing with the response of vegetation (*e.g.* Meyer *et al.*, 2013), macroinvertebrates (*e.g.* Paillex *et al.*, 2013) and fishes (*e.g.* Schmutz *et al.*, 2014) have been published. Curiously and despite its importance in controlling the life span of floodplain channels and thus the success of restoration actions, there are only rare contributions dealing with the hydromorphological dynamic of restored floodplain channels and their terrestrialization (*e.g.* Amoros *et al.*, 2005). Even rarer are studies that consider the potential consequences of changes in main channel geometry on the potential longevity of restored floodplain channels, whereas it was found to be an important factor in unrestored river reaches (*e.g.* Piégay *et al.*, 2000).

Terrestrialization of floodplain channels refers to the gradual decrease in water depth (*i.e.* dewatering) and the concomitant development of ecological communities and eutrophication related to the progressive disconnection of a floodplain channel from the main channel. Terrestrialization rates and modalities in floodplain channels depend on three main parameters.

First, the propensity of a floodplain channel to accumulate mineral and organic particles as well as the grain size of mineral deposits varies substantially among backwaters located within the same reach according to their flooding regime, *i.e.* the frequency and the magnitude of upstream overflow events and their sensitivity to backwatering events (see Chapters 3 & 4). Autochthonous terrestrialization processes, such as internal production of organic matter, are also linked to flooding regimes. These processes often gradually dominate over allochthonous processes as the floodplain channel closes off, *i.e.* once an active secondary channel (or higher order) becomes partially (usually by an upstream alluvial plug or a dike, *i.e.* a backwater channel) or fully isolated from the main channel [*e.g.* plugged at both ends, *i.e.* a floodplain lake] (Reckendorfer *et al.*, 2013). The predominance of allochthonous processes induces faster rates of hydrarch ecological succession than observed in floodplain channels for which autochthonous processes are dominant (Bravard *et al.*, 1986; Rostan *et al.*, 1987). In addition, the origin of the water supply (*i.e.* groundwater, seepage or river surface water) and its nutrient content exert a strong control on the internal productivity of a backwater or a floodplain lake and can also have important effects on the longevity of its aquatic stage (Amoros *et al.*, 2000). Nutrient-poor water promotes slow rates of autogenic succession.

Secondly, flood events that activate floodplain channels (*i.e.* upstream overflow events leading to a lotic functioning) can sometimes lead to flood scouring of fine particles previously accumulated (*e.g.* Chapters 3 & 4) and may also reduce the rate of vegetation succession (Bornette *et al.*, 1994; Bornette & Amoros, 1996). Flood scouring processes are often sought in the design of floodplain channels, especially for backwaters, because they help to maintain a certain degree of self-sustainability of the restored waterbody and promote the maintenance of the effects of restoration actions over time (*e.g.* Henry & Amoros, 1995; Amoros *et al.*, 2005; Chapter 4) and ecological disturbance (*e.g.* Amoros & Bornette, 1999; Amoros & Bornette, 2002).

Third, the morphological dynamics of the main channel near a floodplain channel (*e.g.* bed degradation/aggradation, enlargement/retraction) can lead to substantial changes in its morphological evolutionary trajectory by modifying its flooding regime (Piégay *et al.*, 2000, 2008; Hohensinner *et al.*, 2014). The incidence of incision in the main channel and the subsequent water level lowering in floodplain channels were found to play a leading role in the rate of

floodplain channel terrestrialization (Bornette & Heiler, 1994; Bornette *et al.*, 1996; Bravard *et al.*, 1997).

All these parameters influencing floodplain channel terrestrialization can be difficult to predict without detailed surveys up- and downstream of each restoration project. To this end, remote sensing is increasingly used to characterize and assess fluvial and parafluvial environments (e.g. Lane & Carbonneau 2007, Marcus & Fonstad 2010, Carbonneau & Piégay, 2012). In fluvial geomorphology, a vast array of riverine environment features have been studied using image processing, such as: the bed topography (e.g. Ferrer *et al.* 2008, Fisher *et al.* 2013, Tamminga *et al.* 2014), bathymetry (e.g. Lejot *et al.*, 2007; Legleiter *et al.*, 2009), the coarse grain size (e.g. Carbonneau, 2005, Dugdale *et al.* 2010, Lejot *et al.* 2011), sediment transport (e.g. Lajeunesse *et al.* 2010, Carbonneau *et al.* 2012) and the concentration of suspended sediments and their spatial distribution (e.g. Martinez 2009, Carvalho *et al.*, 2010).

Multi-temporal imagery acquisitions are useful to assess morphological dynamics of river-floodplain systems. Most of these studies focused on planimetric evolution of channels using archives of aerial photographs and GIS techniques (e.g. Michalková *et al.*, 2011; Belletti *et al.*, 2013). Until now, only a few studies focused on bathymetric changes using multiple hyperspatial imagery (*sensu* Carbonneau *et al.*, 2012; hereafter very high-resolution imagery), despite significant methodological progress in characterizing water depth distributions at a given date. This method generally allows for quick and extensive surveys of water depth distribution in a channel. It is well established that ground truth water depths are closely linked to the signal recorded by optical sensor. This approach takes advantage of reflectance properties of the water column (e.g. Lyzenga, 1978; Legleiter *et al.*, 2009).

In this paper, we study the terrestrialization trends of a restored backwater using classical *in situ* probing in combination with high-resolution imagery. We (i) describe in detail the dynamic of terrestrialization patterns, rates and modalities for a restored backwater channel through repeated field measurements performed over almost a decade; (ii) assess terrestrialization trends in both time and space using a statistical model that predicts terrestrialization rates and patterns; (iii) evaluate the efficiency of very high-resolution airborne imagery to reproduce patterns and dynamic of water depth fluctuations for three dates; (iv) compare the dynamics of terrestrialization patterns through space and time (observed and forecasted) derived both from *in situ* and remotely sensed bathymetry in order to check their consistency and discuss their respective benefits and limitations.

2. Study site

2.1. The Rhône River and the bypassed reach of Chautagne

The Rhône is a highly regulated large river with a total length of 812 km, of which about 512 km are in France (Olivier *et al.*, 2009; Figure 5.1a). The "Malourdie" former floodplain channel studied in this manuscript is located in the Upper-Rhône, in Chautagne (*ca* 140 km upstream of Lyon; Figures 5.1b & 5.1c). In this reach, the Rhône River drains a catchment of about 12 600 km². It has a mean annual discharge of 400 m³.s⁻¹ and a slope of 0.11 %. At the end of the Little Ice Age, the Chautagne reach was one of the most active and complex braided-anastomosed sections of the river (e.g. Bravard, 1987, 2010). The cumulative effects of some local historical

longitudinal embankments (18th-19th centuries), the construction of reservoirs upstream from the Chautagne reach (early 20th) and the establishment of the bypass scheme (1980) have resulted in one of the most impressive river metamorphosis observed during the last two centuries along the river (Bravard, 1987; Roux *et al.*, 1989; Klingeman *et al.*, 1998) [see Appendix 1.1].

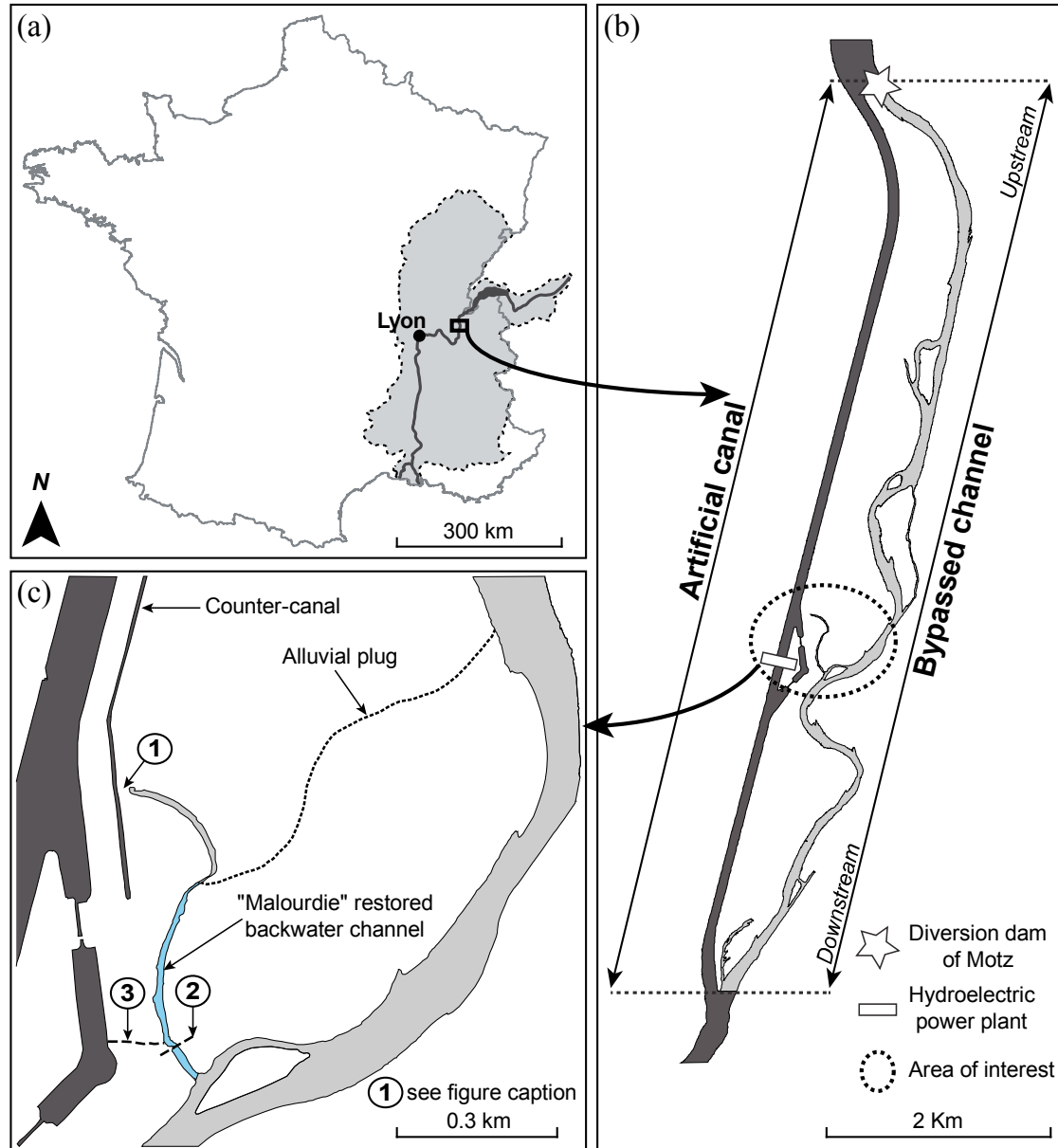


Figure 5.1. Location maps of: (a) the study area within France and the Rhône River watershed (gray area); (b) the bypassed reach of Chautagne; (c) the Malourdie restored floodplain channel. The monitored part of the Malourdie backwater is shown in light blue. It corresponds to the restored part of the backwater. The number "1" refers to an artificial drainage canal established during the bypass scheme construction. It receives cold water (stenothermal and oligotrophic) percolating through the headrace's dike and flowing very slowly in the restored backwater. "2" designates the location of a culverted ford. "3" is an overflow millrace constructed at the end of 2009 linking the lock basin and the downstream section of the restored waterbody (see § 2.2 for further details). Resources: BD Carthage© & BDT Rhône©, IGN©.

The hydropower bypass scheme includes a diversion dam and a hydropower plant located on an artificial canal that uses the diverted flow. The 8.9 km-long former main channel (*i.e.* bypassed channel) is used to accommodate flood flows that exceed the usual maximum operating flow of the plant ($700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ for the Chautagne reach). With the exception of high flow periods, a residual minimum flow runs through the bypassed reach. Before restoration, the minimum flow ranged between $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (from December to May) and $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (from June to November). Since the 07.12.2004, a legal minimum flow of $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (from September to April) and of $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (from May to August) is guaranteed in the bypassed reach.

The loss of channel-floodplain complexity mainly due to the incision and the dewatering of the bypassed main channel have deeply altered the quality and the diversity of both in-channel and off-channel habitats (*e.g.* Roux *et al.*, 1989; Pautou *et al.*, 1992; Klingeman *et al.*, 1998; Olivier *et al.*, 2009). The current fluvial dynamic no longer allows for the creation of new cut-off channels and the remnant ones are progressively becoming more terrestrial environments.

2.2. The Malourdie restored former channel

Before its restoration in 2004, the Malourdie channel was fully isolated from the main channel. It had a 0.78 km long upstream terrestrial alluvial plug made of bed material. Fine sediment deposition was very important in the downstream part that roughly consisted in a 0.35 km long alluvial plug. The only residual aquatic zone observed before restoration was on the right bank of the Malourdie floodplain channel. It consisted in a small man-made artificial drainage canal (established during the bypassed scheme construction) which receives water percolating through the headrace's dike. Gravel and pebble deposits coming from the upstream alluvial plug and the advanced stage of terrestrialization of the former channel prevented a permanent surface water supply from this canal.

Restoration activities only addressed the downstream part of the floodplain channel. Fine and sometimes coarse alluvium were dredged in order to deepen, lengthen and enlarge the waterbody (about $12,200 \text{ m}^3$ excavated). The removal of the downstream alluvial plug allowed the reestablishment of a permanent downstream connection with the river. The restored backwater is now partly fed at its upstream end by water flowing very slowly from the artificial drainage canal (cold, stenothermal and nutrient-poor water). Four culverts were installed under the former ford to preserve the longitudinal continuity (Figure 5.1c). The unrestored upstream terrestrial alluvial plug is annually maintained by the CNR (plowing of the coarse alluvium and vegetation clearing). Finally, an overflow millrace linking a lock basin and the downstream section of the restored waterbody was constructed at the end of 2009. In its post-restoration state, the Malourdie backwater has a high backflow capacity and a relatively low fine sediment transport capacity (Chapters 3 & 4; Džubáková *et al.* [2015], *cf.* Appendix 2.1). As a result, it functions primarily as a "settling tank" and measured fine sedimentation rates are very high in comparison to other restored channels of the Rhône River.

3. Material and methods

3.1. Post-restoration monitoring

For the purpose of this study, we conducted ten monitoring campaigns: seven corresponded to *in situ* measures of water depth and fine sediment thickness and three were bathymetric surveys derived from very high-resolution remotely sensed images (Table 5.1).

Campaign types and dates	Number of images used for mosaic production	Pixel resolution (cm)	Number of local bathymetric measurements	Number of local fine sediment thickness measurements	Average hourly discharge (m ³ .s ⁻¹)	Time since restoration (Yrs)
<i>In situ</i> (03/22/2006)	-	-	32	32	54	2.2
Aerial (04/20/2006)*	8	4	127	-	86	2.3
<i>In situ</i> (10/16/2006)	-	-	35	35	54	2.8
Aerial (03/17/2007)*	7	11	81	-	56	3.2
<i>In situ</i> (10/25/2007)	-	-	35	35	58	3.8
<i>In situ</i> (08/28/2009)	-	-	36	36	71	5.7
<i>In situ</i> (08/03/2011)	-	-	36	36	59	7.6
Aerial (03/29/2012)†	7	4	114	-	56	8.2
<i>In situ</i> (08/07/2012)	-	-	36	36	79	8.6
<i>In situ</i> (06/05/2013)	-	-	36	36	70	9.4

Table 5.1. General characteristics of monitoring campaigns. "Aerial" campaigns (in bold) provided very high-resolution remotely sensed images using either (*) a Pixy drone, *i.e.* an Unmanned Aerial Vehicle platform or (†) a motorized paraglider.

3.2. *In situ* measures of water depth and fine sediment thickness

We used a quick, simple and easily-reproducible protocol to perform *in situ* surveys in a large number of floodplain channels. For each *in situ* campaign, we measured water and fine sediment depths every 10 m along the waterbody centerline with a rod (Figure 2.7, Chapter 2). Local values are averages of three to five sub-measurements. Local fine sediment thicknesses correspond to the local average of total depths (measured from the water surface to the top of the gravel layer) minus the local average water depths (measured from the water surface to the top of the surficial substrata). We made distance measurements with a meter counter from a reference upstream point used for each of the surveys. A total length of *ca* 350 m of the waterbody was generally monitored [*i.e.* 36 local values per campaign] (Table 5.1).

These measures provide two proxies to measure bathymetric evolution, one resulting from fine sedimentation, one resulting from the change in water depth. Changes in water depth are supposed to integrate the evolution of other control factors of terrestrialization such as changes in base level. We converted these two metrics into "long-term" annual fine sedimentation rates (Sed._R, cm.yr⁻¹ in reference to restoration completion, hereafter T0) and annual terrestrialization rates (Ter._R, cm.yr⁻¹ in reference to T0).

For a given *in situ* campaign (at T+x) and a given measured point location, we computed rates as follows:

$$\text{Sed}_{\text{R}} = \frac{\text{Local fine sediment thickness (T+x)}}{\text{Time span since restoration completion (T0)}} \quad (\text{Eqn 5.1})$$

$$\text{Ter}_{\text{R}} = \frac{(\text{Local water depth at T+x}) - (\text{estimated local total depth at T0})}{\text{Time span since the first bathymetric survey (T0)}} \quad (\text{Eqn 5.2})$$

where for Ter_{R} the estimated local total depth at T0 refers to the first local measure of water depth (mainly in Apr. 2006) plus the first local measure of fine sediment thickness. Thus for the first observation of April 2006, Sed_{R} & Ter_{R} are almost perfectly inversely correlated.

Because we performed our ten campaigns for discharges ranging from 50 to 86 m³.s⁻¹ (Table 5.1), we corrected observed water depths in order to make them comparable. Water level variations were monitored with autonomous pressure sensor recorders at a one-hour time steps (Diver®, Di240 & Di501, Schlumberger water services). We regularly performed manual measurements of the water level to ensure the quality of our barometric compensations and derived water levels.

In a previous study, we showed that rating curves in former channels are often complex and differ substantially from the classical power-law rating curve model relating stage and discharge in the main river channel (see Chapter 3 for further details). We plotted water level series against hourly average discharges to establish rating curves in backwater channels using piecewise linear regressions. For the Malourdie backwater, this rating curve shows that water levels are linked to discharge in a linear relationship for the first segment of the piecewise regression (*i.e.* from the stage at zero flow to the one at about 300 m³.s⁻¹).

Water level measurements with a high temporal resolution derived from our pressure sensors were also an essential additional source of information used to quantify the effect of different terrestrialization modalities, such as baseflow level changes vs fine sedimentation accumulation. In the present study, to control any potential drift in the stage-discharge relationship, we established a rating curve for each bathymetric campaign (both *in situ* and aerial), using stage-discharge data extending over a period ranging from three to six months without spates before and sometimes right after campaigns. We only selected the data corresponding to flow values ranging from 40 m³.s⁻¹ to 100 m³.s⁻¹ to establish individual linear rating curves in the same flow range. Finally, to correct the observed water depths for each bathymetric campaign we computed the water level differential between the level observed at our piezometer during measurements and a theoretical water level derived from individual regressions for a reference discharge of 50 m³.s⁻¹ (*i.e.* the minimum value of the minimum flow guaranteed in the bypassed reach). Because there were only slight variations of discharge during our bathymetric measures, we assumed that the slope of the water level in the backwater channel is null (permanent flow).

Box plots representing statistical distributions of water depths, fine sediment thickness, annual fine sedimentation rates and annual terrestrialization rates were constructed using R software (R Core team, 2014) to investigate the temporal dynamic of these metrics at the scale of the whole waterbody. We used cumulative curves of measured fine sediment thickness and differences in fine sediment thickness from one campaign to the next one to investigate the temporal dynamics of the longitudinal pattern of sedimentation/erosion. Finally, we used multi-source water level archives to assess and quantify changes in base level in the backwater channel since its restoration.

3.3. Derivation of bathymetric maps from airborne remote-sensing imagery

We also performed three bathymetric surveys (2006, 2007 and 2013) based on aerial imagery campaigns combined with field measures of water depths (Table 5.1, Figure 5.2). Positions of red square plots (50 by 50 cm) regularly arranged along the backwater (every 20 to 40 m) were acquired with Differential GPS (Trimble 5800 RTK dual frequency for the campaigns of 2006 & 2007; R8 Trimble GNSS using GPS and GLONASS satellite systems for the campaign of 2012). We used these coordinates to georeference raw images. We extracted mean radiometric values for each point for which we measured water depth in the field (*i.e.* ground-surveyed checkpoints) to establish a statistical relationship that allows for the prediction of water depths from image radiometry.



Figure 5.2. Geo-referenced images derived from airborne remote-sensing imagery.

Multiple linear regressions linking radiometric values of aerial images and ground-surveyed checkpoints of water depth were fitted (*e.g.* Brasington *et al.*, 2003; Marcus *et al.*, 2003; Westaway *et al.*, 2003). Because the prediction quality of pixel-based models is highly dependent on substratum conditions (*e.g.* aquatic vegetation, grain size, woody debris) and atmospheric conditions (*e.g.* brightness variability between images), we used an array of existing methods to take into account the differences in spectral responses of these features (see *e.g.* Lejot *et al.*, 2007; Carbonneau *et al.*, 2012). For each campaign, several multiple regressions were tested using all the possible combinations of the three radiometric bands (Red, Green, Blue) with normal or log values (iterative stepwise approach). We used these empirical models to predict water depths within the backwater, to produce multi-temporal bathymetric maps and to calculate water depth differences between aerial campaigns.

3.4. Modeling backwater terrestrialization

In her investigations dealing with morphological adjustments of cutoff channels located along two meandering rivers in Northwest England, Hooke (1995) showed that fine sedimentation thickness within cutoff channels tends to follow an exponential decline following cutoff, with reference to the concept of "rate law in fluvial geomorphology" proposed by Graf (1977). On the other hand, several authors demonstrated that sedimentation rates exhibit a negative power law dependence on the interval of time over which they are measured in a wide range of depositional environments (*e.g.* Sadler 1981, 1999; Schumer & Jerolmack, 2009). These studies attributed such time decay log-log relationship to the presence of hiatuses in the accumulation series (*i.e.* time interval with no sedimentation due to erosion or sedimentation cessation). To check the ability of a power-law decay model to reproduce the evolution of fine sedimentation rates through time in floodplain channels, we tested this simple statistical modeling approach both on data derived from Hooke (1995) and our own (see Figure 5.3 for further details). We fitted fine sedimentation rate decay models as follow:

$$\overline{\text{Sed}}_R = a (T+x)^k \quad (\text{Eqn 5.3})$$

where a is a constant which refers to the theoretical value of fine sedimentation rate ($\overline{\text{Sed}}_R$) at T_0 . k is the coefficient of the relationship defining the rate of decrease of fine deposits as a function of the time span ($T+x$) either in reference to cutoff for data derived from Hooke (1995), or in reference to restoration completion for data of the present study. These preliminary results confirmed the implementation of such a model can provide a reasonable approximation of the evolution of fine sedimentation rates through time.

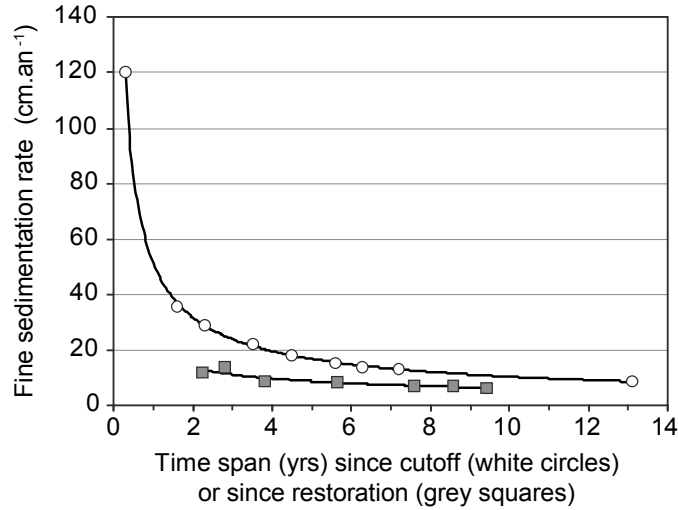


Figure 5.3. Assessment of the ability of power-law decay models to reproduce the evolution of fine sedimentation rates through time in floodplain channels. White circles are rates derived from data presented by Hooke (1995). Fine sediment thickness was measured at the entrance of a cutoff meander. Grey squares correspond to the data of the present study. Rates depicted are average values of measurements taken along the monitored length of the backwater.

For the data derived from Hooke (1995): $y = 51.279x - 0.692$ ($R^2 = 0.99$).

For the data used derived from the present study: $y = 19.012x - 0.481$ ($R^2 = 0.89$).

Then, we tested the reciprocal consistency of observations derived from *in situ* campaigns and aerial campaigns. Our validation test had to meet two main objectives: confirm that (a) bathymetric maps were consistent with *in situ* measures of water depth and (b) that our sedimentary model (Eqn 5.3) was able to reproduce terrestrialization patterns and rates, both in the longitudinal and lateral dimension of the waterbody over the post-restoration monitoring period. We first modeled terrestrialization of the backwater over the 2006-2012 period (*i.e.* from the first to the last aerial campaign) by considering the accumulated fine sediment thickness derived from the sedimentary model and the base level change (see § 3.2) both quantified for this period. We applied the subsequent water depth changes on the bathymetric map of 2006 (hereafter predicted 2012 bathymetric map). We compared the predicted bathymetric longitudinal profile with the ones derived from *in situ* measures and from aerial bathymetric maps from similar dates to ensure the three methods gave similar results. Then, we compared the wetted width of the waterbody measured from the 2012 raw images with wetted width derived from the predicted 2012 bathymetric map.

To assess the potential persistence of the backwater as aquatic habitat over the long term, we assumed that terrestrialization processes would be only driven by fine sediment accumulation for all simulated bathymetric states. In other words, we assumed the water level for our $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ reference discharge does not vary through time. We then extrapolated fine sedimentation rate trends (Eqn 5.3) to get theoretical bathymetric states of the backwater in 2020 and 2030. We computed the theoretical fine sediment thickness accumulated during the 2013-2020 and 2013-2030 time-intervals from equation 5.3, using the most recent *in situ* longitudinal bathymetric profile as baseline conditions (May 2013). We applied the same procedure on the most recent aerial bathymetric map (Mar. 2012) in order to assess the temporal evolution of water depths in the backwater, both longitudinally and laterally for 2012-2020 and 2012-2030 periods.

4. Results and interpretations of terrestrialization observed and predicted from *in situ* campaigns

4.1. Terrestrialization rates and patterns

Raw results show that sedimentation is a dominant process explaining terrestrialization of the Malourdie backwater throughout the monitored post-restoration period. The measured median water depth decreased through time while the median fine sediment thickness increased (Figure 5.4a). Annual terrestrialization rates and annual fine sedimentation rates computed in reference to T0 (Figure 5.4b) are both highest in the first years following the restoration. Both rates reached a maximum value in October 2006 (average rates for this date \pm SD; respectively, $-17.2 \text{ cm.yr}^{-1} \pm 6.9$ and $14.2 \text{ cm.yr}^{-1} \pm 6.5$). Thereafter, both gradually decreased through time until the last observation at T+9.3 in 2013 (respectively, $-8.7 \text{ cm.yr}^{-1} \pm 3.0$ and $6.5 \text{ cm.yr}^{-1} \pm 3.0$). Whatever the date considered, annual terrestrialization rates were higher than fine sedimentation rates.

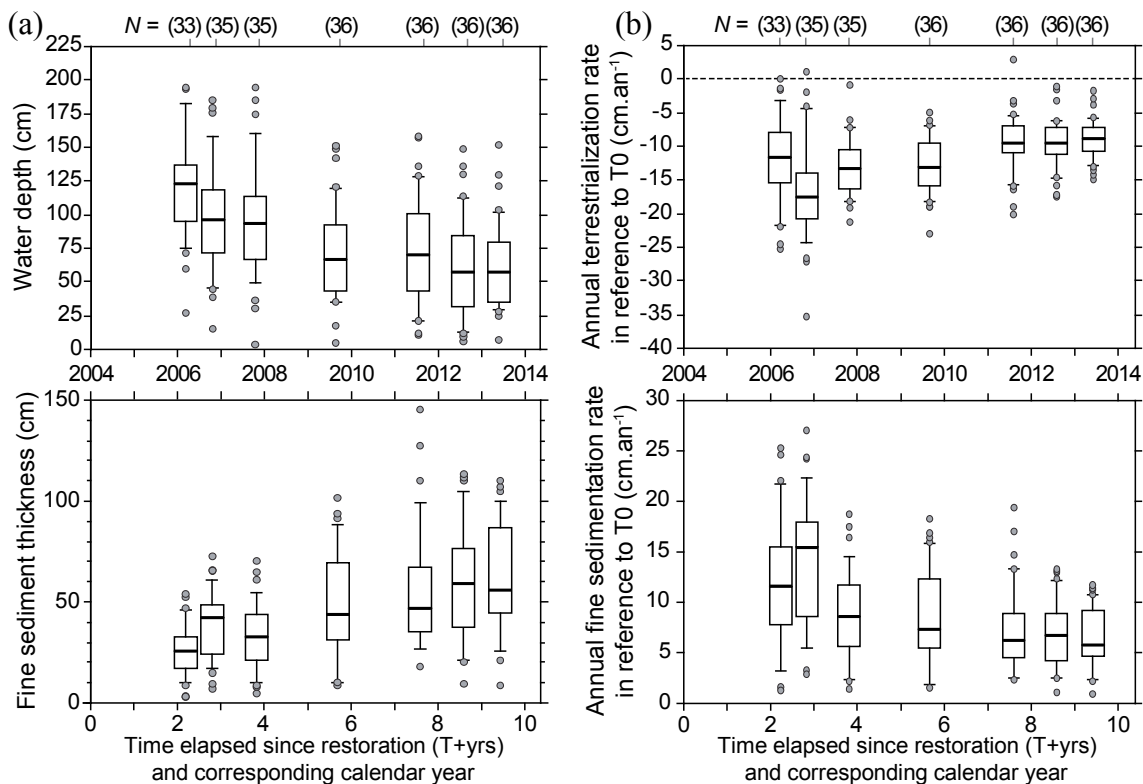


Figure 5.4. Raw results of *in situ* campaigns (cf. Table 5.1). (a) Evolution of the statistical distribution of the water depth and fine sediment thickness through time. All water depth values were corrected for a reference flow value of $50 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ in the bypassed main channel (see § 3.2). (b) Temporal dynamic of annual terrestrialization rates and annual fine sedimentation rates both computed in reference to the completion of restoration works (T0, in early January 2004). Boxes represent the 25th and the 75th percentiles. The bold horizontal line is the median. Lower and upper vertical lines represent the 10th and 90th percentiles. Points depict outliers.

Nonetheless, graphical comparisons of the statistical distributions of the different metric show that this general trend was not continuous through time (Figure 5.4). From Oct. 2006 to Oct. 2007, terrestrialization processes were likely counteracted by fine sediment scouring, as illustrated by the decrease in median fine sediment thickness. From Aug. 2009 until Jun. 2013, terrestrialization again became the dominant process, however changes in amplitude of water depth and fine sediment thickness from one survey to the next one were much lower than previously observed (Figure 5.4a).

Cumulative frequency of the fine sediment thicknesses (for each campaign) and the differences in fine sediment thicknesses (from one campaign to the next one) measured along the backwater showed that sedimentation varied according to time and longitudinal distance (Figures 5.5a & 5.5b). We observed a homogenous distribution of fine sediment deposits along the backwater length in Mar. and Oct. 2006 (Figures 5.5a & 5.5b). Substantial fine sediment scouring occurred during the Oct. 2006 - Oct. 2007 intersurvey time period (Figure 5.5b), its magnitude decreasing from upstream to downstream (*i.e.* when approaching the main channel). After Oct. 2007, the central and the downstream sections (*ca* 150 m from upstream to the main channel) contributed slightly more than the upstream one to fine sedimentation (*ca* 60 % of the total deposits measured for each campaign; Figure 5.5a).

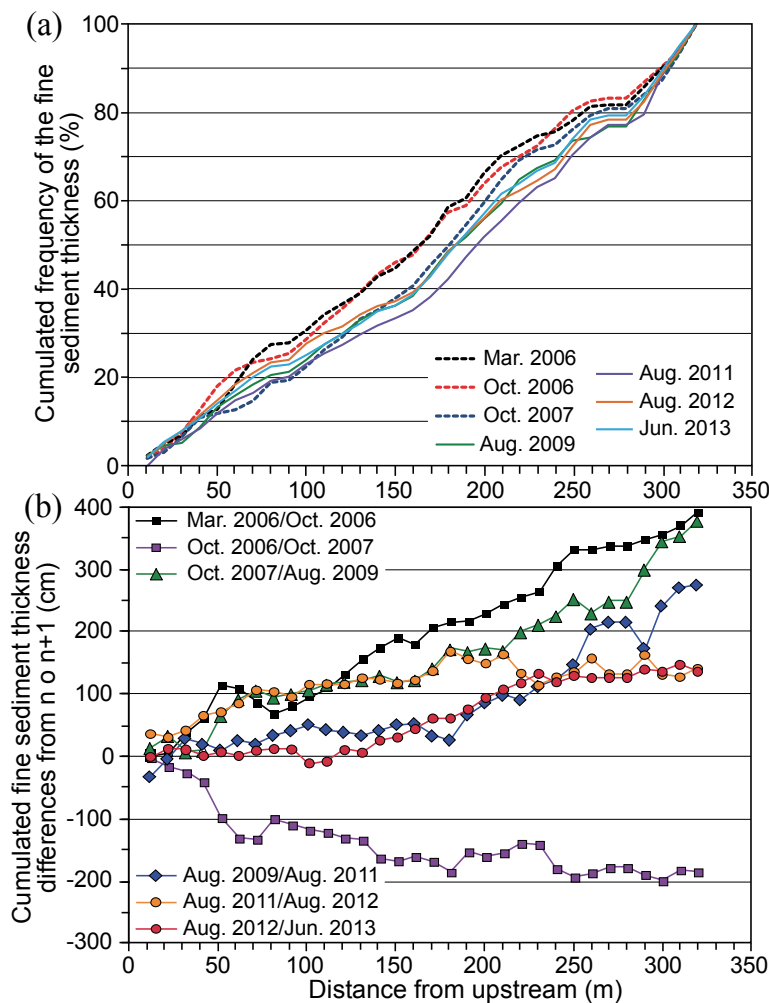


Figure 5.5. Temporal evolution of longitudinal patterns of terrestrialization and scouring derived from *in situ* campaigns. (a) Cumulative frequency of measured fine sediment thicknesses. (b) Cumulative differences of fine sediment thicknesses computed from one campaign to the next (*i.e.* intersurvey time period or interperiod).

N.B.: These metrics were computed for the section of the backwater extending from 10 m to 320 m in reference to the upstream reference point of the monitoring (*i.e.* their shared monitored length). The downstream nodal point between the backwater and the bypassed main channel is located about 350 m from the upstream of the backwater.

The location and the size of the most contributive longitudinal sections of the backwater channels to the overall fine sedimentation measured for each of these interperiods is quite variable (Figure 5.5b). The Aug. 2011 - Aug. 2012 period stands out because fine deposits were predominantly observed in the upstream and the central sections of the backwater. Whatever the campaigns, the downstream end of the backwater undergoes the highest sedimentation (Figure 5.5a). The progressive establishment of a downstream sub-aquatic alluvial plug is the most active for the periods of Apr. 2006 - Oct. 2006, Oct. 2007 - Aug. 2009 and Aug. 2009 - Aug. 2011. From Aug. 2011 to June 2013, the downstream extremity of the backwater is quite stable.

Annual fine sedimentation rate explains 50% of the annual terrestrialization rate variance (linear regression, $N = 213$, $P < 10^{-3}$). It confirms the importance of fine sediment accumulation as a primary controlling factor of terrestrialization, but it also apparent that other factors must be considered. The analysis of the temporal distribution of residuals of the linear regression performed between annual terrestrialization rates and annual fine sedimentation rates from Oct. 2006 to May 2013 clearly reveals the existence of three main phases (Figure 5.6). From Oct. 2006 to Aug. 2009, the underestimation of annual terrestrialization rates is high and decreased through time. Residuals tend to become more coherent with annual fine sedimentation rates in 2009, 2011 & 2012. Lastly, we observed a slight overestimation in 2013.

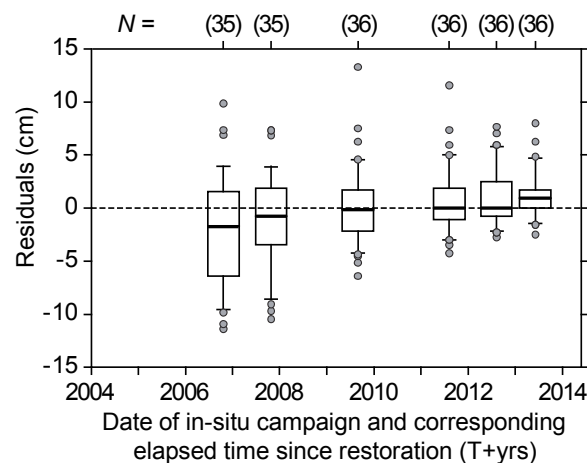


Figure 5.6. Temporal distributions of the residuals of the linear regression performed between annual terrestrialization rates and annual fine sedimentation rates from Oct. 2006 to May 2013.

4.2. Progradation of the upstream alluvial plug

In the years following restoration construction (in January 2004), we observed that the frontline of the terrestrialized and unvegetated upstream alluvial plug (made of coarse-grained particles) gradually moved downstream within the restored waterbody (Figure 5.7). From Jun. 2004 to Mar. 2012, the frontline of the plug prograded about 20 m. We distinguished three main phases: (i) The plug progressively prograded from the 06/29/2004 to the 09/29/2006. Rates of progradation declined over time. (ii) Between the 09/29/2006 to the 10/02/2007, two singular events occurred.

Firstly, the plug expanded downstream from about 10m between Sept. 2006 and the observation made the 03/16/2007. Then, from the 03/16/2007 to the 10/02/2007, the surficial coarse-grained layer of the plug receded approximately 1.90m due to siltation over the bed material deposits. (iii) From Oct. 2007 to the 03/29/2012, progradation rates slowed appreciably.

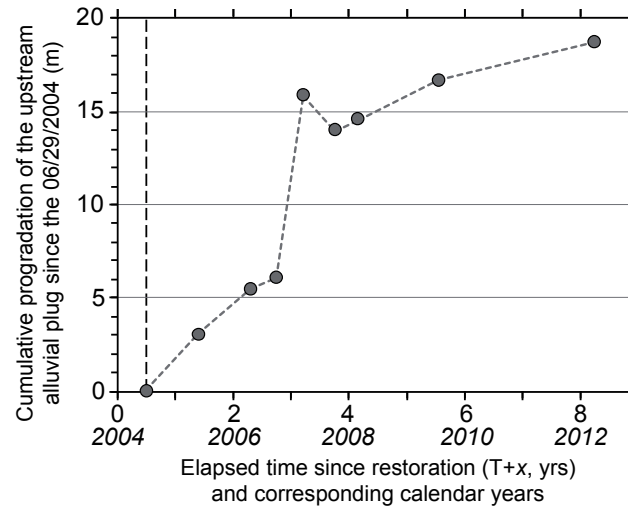


Figure 5.7. Temporal evolution of the progradation of the upstream alluvial plug. The reference location of the plug right after restoration corresponds to the surficial maximum extent of its bed material frontline observed on 06/29/2004 (dotted line). The extent of the progradation was computed according to this initial spatial reference for each subsequent observation.

4.3. Effects of changes in main channel geometry

From 1990 to 2013, the configuration of the main channel planform near the downstream end of the backwater changed remarkably (Figure 5.8a), especially regarding the location of the riffle which had a significant effect on the backwater base level as illustrated by the long profile of the water level in Dec. 2013 (Figure 5.8c). From 1993/1994 to 2004, the water level for $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ increased in the main channel (+0.84 m). After 2004, the year the restoration project was completed, the water level decreased until 2013 [-0.64 m] (Figure 5.8b). Temporal changes in water levels (Figure 5.8b) were consistent with changes in riffle position (Figure 5.8a). In 1990, the riffle was located about 300 m upstream from the former floodplain channel. In 2001, it migrated downstream about 260 m and concomitantly the water level increased. Then the riffle progressively moved upstream (2001-2004, *ca* 35 m; 2004-2005, *ca* 20 m; 2005-2006, *ca* 0 m; 2006-2009, *ca* 50 m; 2009-2012, *ca* 35 m), indicating regressive erosion. This fact could explain the water level lowering that occurred between 2004 and 2012 in the backwater (Figure 5.8b).

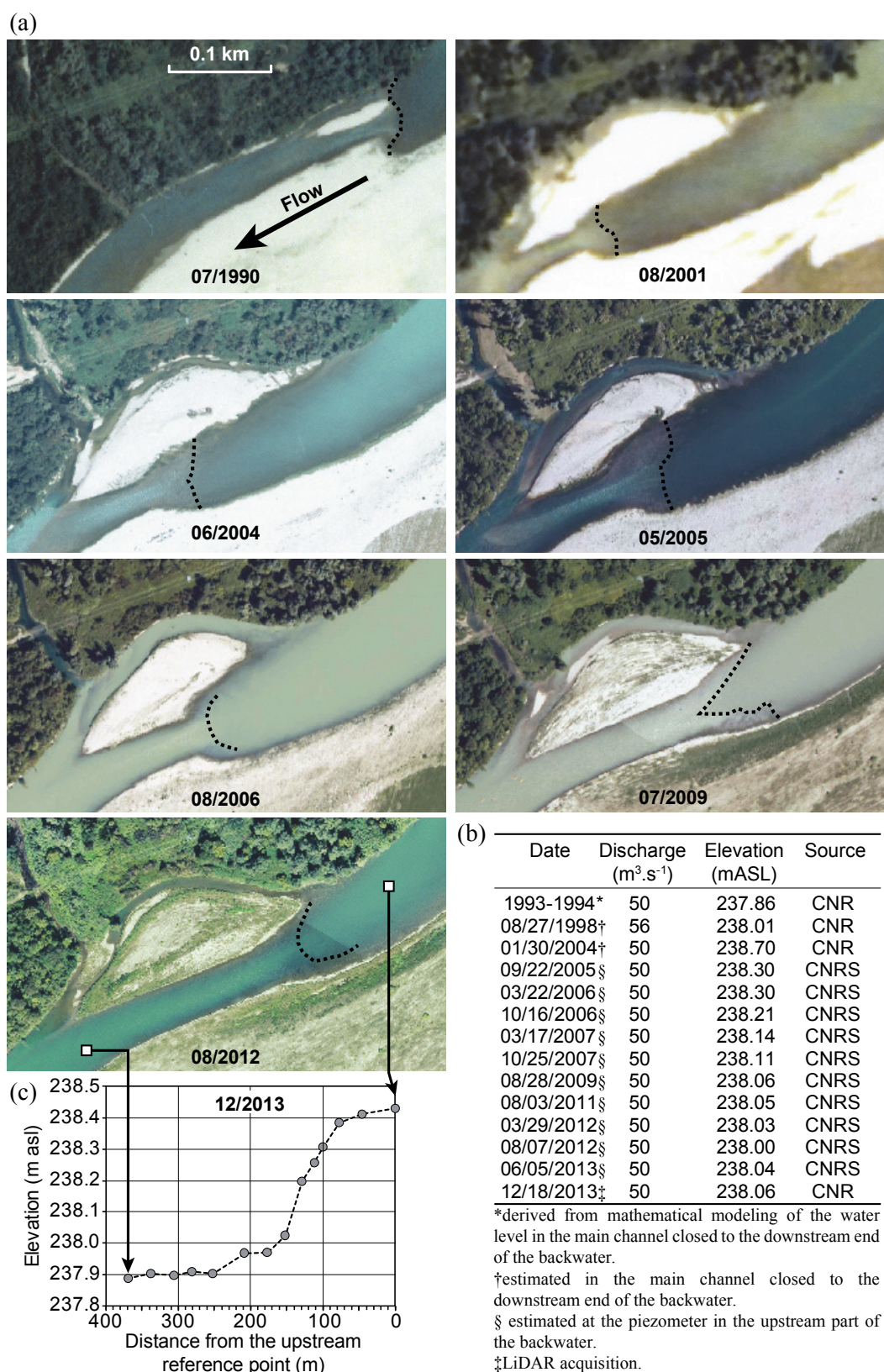


Figure 5.8. Changes in main channel geometry at the downstream end of the Malourdie backwater and its effects on the waterline. (a) Planimetric evolution of the main channel (source: IGN©). Dotted lines indicate the approximate location of the interface between the head of the riffle and the tail of the upstream pool. (b) Temporal dynamic of the water level observed in the backwater (vertical datum NGF - IGN69). See § 3.2 for further methodological details. (c) Longitudinal profile of the water level observed on 12/18/2013, illustrating the effect of the riffle on the water level (derived from LiDAR acquisition, source: CNR).

The configuration of the upstream bifurcation between the main channel and the active secondary channel located immediately upstream of the Malourdie backwater was also dynamic and could have sustained the water level observed in the backwater. Nevertheless, we are not able to quantify its effect. This secondary channel was created between 1996 and 2000 by the cutoff of the bar established in the convexity during the same period. In 2004, the secondary channel was plugged at its upstream end, but it was reactivated during the following years (Figure 5.8a). From 2004 to 2009, the proportion of the flow conveyed through the secondary channel seemed to increase. In June 2013, it was still acting as an active secondary channel, but it appeared to be receiving less flow than before. Field observations performed in Dec. 2013 showed this channel was once again plugged at its upstream end and almost completely filled by bedload material.

4.4. Interpretation and discussion of patterns and processes

4.4.1. The observed facts

In comparison to other monitored restored former channels of the Rhône River, the Malourdie restored backwater has a high fine sediment trapping efficiency and a low sediment transport capacity, so that its potential persistence as aquatic habitat is low (Chapters 3 & 4). The backwater acts primarily as a "settling tank" and the time span since the completion of restoration is an important factor controlling the quantity of deposits. Fine sedimentation rates are exceptionally high right after restoration completion but they decrease quickly thereafter. Fine sedimentation patterns are rather homogeneous along the long profile of the backwater, and at first glance are apparently relatively stable through time (Figure 5.5a). The downstream extremity accumulated more fine deposits than the rest of the backwater.

A sub-aquatic plug preferentially made of medium sand deposits (Figures 5.9a & 5.9b) gradually formed since restoration. All grain size campaigns combined (Figure 5.9; total of 25 samples over 5 different years), coarse silt and medium silt are the dominant median particle size classes (32 % and 52 % respectively). The backwater often exhibits a longitudinal grain size patterns corresponding to a downstream fining. This was especially the case observed in Feb. 2006, Oct. 2007 and Aug. 2009. For these dates, the proportion of sand particles within samples also decreased from the upstream part of the waterbody to the downstream one. The grain size pattern was more akin to a downstream growth in Jun. 2005 and Aug. 2011.

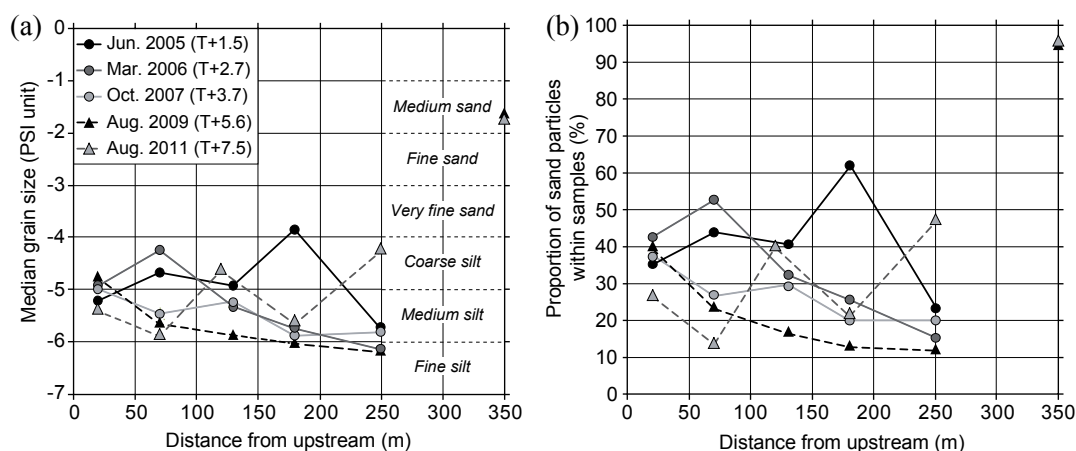


Figure 5.9. Grain size characteristics of the Malourdie backwater (data from Chapter 3). (a) Temporal evolution of the longitudinal grain size pattern, as described by the median grain size. Grain size classes refer to Wentworth grain size charts (1922). (b) Dynamics of the proportion of sand contained within these samples (from -4 to 1PSI, *i.e.* between 63 μ m and 2000 μ m).

Nonetheless, since restoration the Malourdie has not undergone a simple fine sedimentation related both to time and to distance downstream, as we would expect from a pure backwater channel. Indeed, we find substantive differences in fine sedimentation patterns between *in situ* campaigns according to the distance to the main channel (Figure 5.5b). Terrestrialization is dominant over flood scouring by far (Figures 5.4 & 5.5). However, when investigating fine sediment thickness dynamics in detail, we observe that this passive and mainly lentic floodplain channel can be occasionally flood scoured, notably in its upstream part (Figures 5.4 & 5.5b).

We found additional complexity due to morphological changes of the main channel in the closed vicinity of the downstream end of the backwater. The successive shifts of the riffle in the main channel, resulting mainly from a regressive erosion dynamic (Figure 5.8a), are consistent with the subsequent changes of the water level observed in the backwater from 2004 to 2013 (Figure 5.8b). We also observed consistency between changes in base level and the dynamic of the residuals of the linear regression performed between annual terrestrialization rates and annual fine sedimentation rates (Figure 5.6). This demonstrated the strong control exerted by the longitudinal dynamics of this bed form on the base level of the backwater, as illustrated by the figure 5.8c. Consequently, terrestrialization of the Malourdie backwater occurred according to two main modes: fine sediment accumulation and change in the base level.

To determine the respective contribution of these two facts, we considered the local values of water depths right after restoration to be equal to the total depths measured locally in Mar. 2006 plus the estimate of the water level drop observed between Jan. 2004 (*i.e.* T0) and Mar. 2006 (- 0.4 m; Figure 5.8) [hereafter, theoretical initial water depth]. By subtracting the fine sediment thickness measured in June 2013 from the theoretical initial water depth for each local measure, we got a theoretical bathymetric state for the June 2013 campaign that considered no changes in water level in the main channel (hereafter, theoretical bathymetric state of 2013). We estimate the average water depth of the theoretical bathymetric state of 2013 at 1.25 m, whereas the average water depth effectively measured in June 2013 was equal to 0.59 m. The 0.66 m difference between these two values was very close to the estimation of the water level lowering for the 2004-2013 period (-0.64 m), allowing us to cross validate both bathymetric measures and estimates of the change in base level. On the other hand, it means about 50% of the total terrestrialization of the Malourdie from T0 to 2013 is linked to fine sediment accumulation and the other half is ascribed to the lowering of the base level following the main channel adjustment. It also confirms our first estimate based on the regression performed between annual fine sedimentation rates and annual terrestrialization rates (Figure 5.6). From T0 to Jun. 2013 (*i.e.* T+9.3 years), we observe a lowering of the average water depth of 1.25 m. In other words, the average water depth of June 2013 represents only 32 % of the theoretical initial average water depth (1.84 m at T0).

4.4.2. The role of the flooding regime

Many studies pointed out the flooding regime of backwater channels (*i.e.* backflows and upstream overflows) is the most critical factor controlling their sedimentary conditions (*e.g.* grain size of deposits, accumulation of fine deposit patterns and rates and flood scouring). The hydrological regime of the bypassed main channel and of the restored backwater of the Malourdie differs substantially along the period of observations (Figure 5.10a). A 10-year flood (*i.e.* 10% annual probability of occurrence) occurred right after the completion of restoration in Jan. 2004. Then, only two events equaling or exceeding the 2-year flood magnitude (*i.e.* a 50% annual probability) occurred,

respectively in Oct. 2004 and in Mar. 2006. Many pulses below the 2-year threshold were observed. Thus, flood magnitude in the main bypassed channel tends to decrease through time since the completion of restoration works. The progressive decrease of the frequency and intensity of upstream overflow events within the backwater reflects this dynamic (*i.e.* lotic functioning; Figures 5.10b & 5.10c). Flow and flood pulses influenced the post-restoration trajectory of the Malourdie backwater in terms of fine sedimentation.

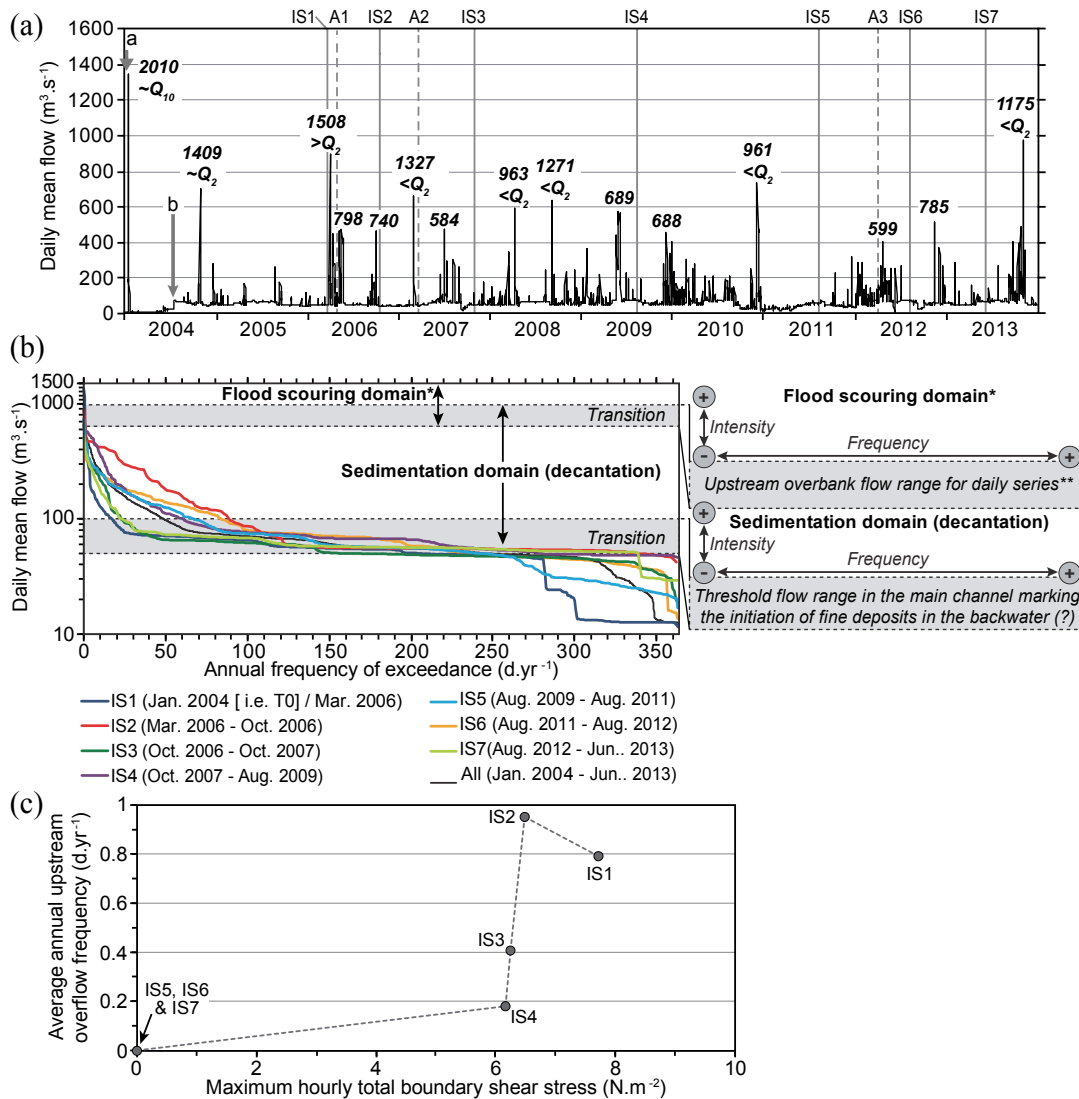


Figure 5.10. Hydrological regime of the Malourdie backwater after restoration (data from Chapters 3 & 4). (a) Daily mean flow in the bypassed reach of Chautagne from 2004 to 2013 (data from the CNR) and identification of the main flood events and their respective return periods. "a" shows the restoration completion and "b" the increase of the minimal flow. "IS" associated with continuous vertical lines correspond to *in situ* campaigns, "A" combines with dotted vertical lines refer to aerial campaigns and their respective number (see text § 3.1 and Table 5.1). Campaigns are numbered according to their type (*in situ* vs aerial) from the oldest to the most recent. (b) Flow-duration curves in the bypassed reach of Chautagne for each periods between *in situ* campaigns. Two main domains are distinguished: the flood scouring domain, which is closely tied to flood pulses and the fine sedimentation domain associated with flow pulses. Both domains exhibit a double gradient of frequency and intensity as shown by the interpretation key provided on the right of the figure. *The scouring domain is better depicted by the figure 5.10c. Note that sedimentation is still likely to occur in this domain, but it is supposed to be very limited. **The upstream overbank flow value was determined from hourly discharge time series, so that we show the range of daily discharge corresponding to upstream overflow events since restoration. (c) Scatter plot representing intersurvey periods according to their average annual upstream overflow frequency and an estimation of their maximum hourly total boundary shear stress (see Chapter 3 for further details).

4.4.2.1. Fine deposits and backflow events

The backflow capacity was determined as the main control factor of fine sedimentation in sixteen restored former channels of the Rhône River (Chapter 4). Presently, we are not able to quantify accurately the backflow regime (*e.g.* the threshold flow values for the initiation of fine deposits; the magnitude and the frequency of backflow events, which control the length of backflow-affected areas during floods). Nevertheless, flow-duration curves fitted for each intersurvey period (Figure 5.10b) provide useful information to compare and explain patterns and rates of fine sedimentation. When flows above the legal minimal flow are more frequent (*i.e.* when the derivation dam is opened; total Rhône discharge exceeding $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) there are more frequent backflow events and subsequently more deposits of fine particles by decantation. Rates and patterns of fine deposits can be related to the combination of a double gradient of frequency and intensity of backflows. We identified three main phases in term of fine sedimentation dynamics (Figures 5.4 & 5.5), which were consistent with the backflow regime (Figure 5.10b).

(i) From Jan. 2004 to Mar. 2006. This first intersurvey period is unique insofar it did not exhibit a high frequency or a high intensity of backflow events, but we measured very high fine sedimentation rates (averaged fine sedimentation rate measured during the intersurvey period \pm SD; $11.9 \text{ cm} \cdot \text{yr}^{-1} \pm 6.4$). The occurrence of two high flood events (Figure 5.10a) whereas restored banks were still highly erodible could explain this fact. These results and the high homogeneity of fine deposits observed during this intersurvey period (Figure 5.5b) also suggest that the trapping capacity was more important and efficient immediately after restoration than years later (see § 4.4.3).

(ii) From Mar. 2006 to Aug. 2009 and from Aug. 2011 to Aug. 2012. These intersurvey periods exhibit the highest fine deposits and are the periods that undergo the highest frequency and intensity of backflows. Indeed, from the period with the highest frequency of intense backflows to the lowest one, intersurvey periods are ranked as follows: Mar. 2006 - Oct. 2006 (averaged fine sedimentation rate measured during the interperiod \pm SD; $19.4 \text{ cm} \cdot \text{yr}^{-1} \pm 26.6$), Oct. 2007 - Aug. 2009 ($9.0 \text{ cm} \cdot \text{yr}^{-1} \pm 10.4$); Aug. 2011- Aug. 2012 ($6.8 \text{ cm} \cdot \text{yr}^{-1} \pm 3.5$), Aug. 2009 - Aug. 2011 ($3.8 \pm 13.2 \text{ cm} \cdot \text{yr}^{-1}$). This temporal gradient in fine sedimentation rates in relation to the backflow regime also appears prominently in the longitudinal dimension of the backwater (Figure 5.5b). The more intense backflows there are in a given intersurvey period, the more important the backflow-affected lengths are and the more uniform the longitudinal deposits along the backwater are (Mar. 2006 - Oct. 2006; Oct. 2007 - Aug. 2009). The Aug. 2011 - Aug. 2012 and Aug. 2009 - Aug. 2011 periods underwent frequent backflow events of relatively lower intensity than the two periods mentioned previously and no upstream connections. As expected, fine deposits were predominantly located in the downstream and the central part of the backwater in Aug. 2009 - Aug. 2011. The Aug. 2011 - Aug. 2012 period was unique when compared to the other periods in that the fine deposits were mainly located at the upstream and in the central parts of the backwater channel.

(iii) From Oct. 2006 to Oct. 2007 and from Aug. 2012 to June 2013. These two periods of negative or very slow fine sedimentation rates (averaged fine sedimentation rates measured during the intersurvey period \pm SD; $-4.6 \text{ cm.yr}^{-1} \pm 17.3$ and $0.1 \text{ cm.yr}^{-1} \pm 2.2$, respectively) are the intersurvey periods having the lowest frequency and intensity of backflows. As observed previously for the Aug. 2011 - Aug. 2012 period, the central part of the backwater channel was affected by a substantive sedimentation in comparison to the downstream end during the Aug. 2012 to June 2013 period. This highlights a sharp decline of sedimentation rates in the downstream section of the backwater due to the downstream sub-aquatic plug accretion (see § 4.4.3).

4.4.2.2. Fine deposits and upstream overflow regime

The combination of upstream overflow frequency and magnitude partly controlled scouring (Figures 5.10b & 5.10c). Some coarser deposits also occurred in the backwater during upstream overflow events, as suggested by the longitudinal grain size pattern corresponding sometimes to a downstream fining (Figure 5.9). The Oct. 2006 - Oct. 2007 period was the only one during which scouring prevailed by far over fine sedimentation (Figure 5.4), whereas it was not the most active hydrological period. The upstream part of the restored waterbody was the most affected by the flood scouring and few areas along the backwater length exhibit fine sediment accumulation (Figure 5.5b). The progradation rate of the upstream terrestrial plug made of coarse grain size deposits also reached a maximum during this period (Figure 5.7). In combination with the downstream grain size fining (Figure 5.9), these observations show a hydraulic gradient formed during upstream overflow events (*i.e.* lotic functioning) along the restored waterbody. For example, we computed a maximum total boundary shear stress of 7.7 N.m^{-2} during the 10-year flood event of Jan. 2004, using the waterline slope of the restored aquatic area of the backwater (Figure 5.10c; see Chapter 3). When using the overall slope of the backwater (*i.e.* from the overflow level located in the upstream part of the upstream alluvial plug to the downstream end of the backwater), the estimated shear stress reaches then 34.0 N.m^{-2} . Therefore, a strong deceleration of upstream inflows occurs during upstream overflow events around the interface between the upstream alluvial plug and the restored waterbody (see Figure 5.1c). This example illustrates the limits of such spatially averaged hydraulic descriptors. On the other hand, these observations also explain why the Malourdie is identified as the most "self-sustainable" of the restored floodplain channels of the Rhône River acting as "settling tank" (Chapter 4).

These results also point out that the flood of March 2007 is likely to correspond to a threshold event in term of fine deposits scouring in the upstream part of the waterbody, although lower than the 2-year flood (Figure 5.10a). For instance, the hourly maximum discharge value of this flood event has not been exceeded thereafter and no substantial erosion were detected (Figure 5.5b). The flood event of Mar. 2006 had a higher magnitude ($> Q_2$), but two main episodes of high magnitude and long duration backflows occurred during the Mar. 2006 - Oct. 2006 period (Figures 5.5a & 5.5b). In such configuration, the settling of a large amount of fine deposits probably hides the effect of erosion. The figure 5.5b supports well this hypothesis. Indeed, the only section of the backwater that undergoes more erosion than deposits during the Mar. 2006 - Oct. 2006 period fits with the section of the backwater that exhibits a higher sensitivity to erosion

during the Oct. 2006 - Oct. 2007 period. These events of flood scouring are likely to slow down terrestrialization, but whatever happens their magnitude and their frequency are not high enough to allow the self-maintenance of the backwater, as it was previously observed in other restored floodplain channels of the Rhône acting predominantly as "settling tanks" (Chapter 4).

4.4.2.3. Differences from initial expectations regarding terrestrialization

We did not expect a water level drop with such a magnitude within the backwater. In their study of the hydromorphological adjustments of the bypassed reach of Chautagne in the first decade following bypassing, Klingeman *et al.* (1994, 1998) observed the reach exhibited a continuous bed incision since the 1940's, which was associated with a rotation of the long profile. Some riffles tended to shift downstream and others disappeared, leading to an important progressive flattening of the longitudinal profile. They also demonstrated the importance of riffles in controlling the longitudinal profile of the water level in the main channel. In their comparative analysis of longitudinal profiles of the Rhône in all bypassed reaches of the river in France, Parrot (2015) confirmed the findings of the previous studies. They observed the bypassed main channel of Chautagne remains the most dynamic along the river continuum. Our results bring to light the post-damming adjustment of the bypassed main channel profile is still not completed, meaning some local morphological changes are still likely to occur, potentially leading to important variations in water level. It illustrates the importance of taking into account risks and associated uncertainties of water level and subsequent connectivity changes associated with river reaches in morphological disequilibrium as early as possible in the conceptual and practical design framework of a restoration project. It also illustrates the fact that the success of restoration actions based on forms is very sensitive to any changes in the fluvial environment.

Regarding fine sedimentation rates and patterns, the distance to the main channel or to the main inflow is expected to be a significant driver of patterns of fine sediment deposits along the longitudinal distance of backwaters (Heiler *et al.*, 1995; Piégay *et al.*, 2000; Citterio & Piégay, 2009; Reckendorfer *et al.*, 2013). The longer the distance is, the lower the suspended concentration during a given backflow event and subsequently the fine sediment deposits are. Such inputs of fine particles from the main channel to the upstream part of a backwater often result in a downstream growth of fine sediment thickness along the backwater length. The frequency and the intensity of backflow events also decrease as the channel closes off (*e.g.* Gagliano & Howard, 1984; Hooke, 1995; Gautier *et al.*, 2007). Citterio & Piégay (2009) also found that the depth to the gravel layer exerts a strong control on the depth of fine sediment deposits in unrestored and relatively old former channels (from about 30 to 280 years since cutoff). Pools generally exhibit thicker fine deposits than riffles. In the present study and as expected for a pure backwater, we observe a drastic decrease in fine sedimentation rates through time. Both the accumulation of fine deposits along the backwater length and the progressive development of a downstream alluvial plug tend to reduce fine sediment influxes and deposits in the backwater. Fine sedimentation rates and consequently channel narrowing and shallowing, as well as the trapping capacity and efficiency of the backwater, which were initially relatively important, decrease quickly with time. In a previous study, we found a significant downstream growth in time-averaged fine sediment thickness in the Malourdie backwater (see Chapter 4).

Here, we did not find any significant statistical relationships linking fine sedimentation rates (or fine sediment thicknesses) observed in the backwater with both the distance to the main channel and the depth to the gravel layer. These counter-intuitive results could be explained by the differential sensitivity to alluvium accumulation and erosion (Figure 5.5b; see also § 4.4.2) that highly complicates the spatio-temporal adjustment trajectory of the backwater, as well as internal human infrastructures (Figure 5.1c).

4.5. Modeling sedimentation patterns with *in situ* data

Citterio & Piégay (2009) suggested that changes in floodplain channel geometry controls sedimentation rates independently of the flooding regime in young or restored floodplain channels in comparison to old and unrestored. We partly confirmed this hypothesis in a previous study (see Chapter 4) and found it is particularly obvious for backwater channels having a very high fine sediment trapping capacity such as the Malourdie. We also found the effect of time span since restoration is one of the most important control of fine sedimentation in these specific backwaters during at least the first decade following dredging. These findings confirm the interest of modeling trend in fine sedimentation in such backwater type.

Due to the longitudinal complexity of sedimentation patterns, as shown above, it has not been possible to propose a single model of fine sedimentation rate as a simple function of time and longitudinal distance. To consider the effect of the distance to the main channel, we identified six homogeneous geomorphological sub-reaches from graphical observations of time-averaged fine accumulation patterns (*i.e.* average of the cumulated frequencies of fine sediment thicknesses observed during our seven *in situ* campaigns) (Figure 5.11a). Spatially averaged annual fine sedimentation rates were significantly negatively related to the time span since restoration in a log-log relationship for most of the sub-reaches (Figure 5.11b). We observed the highest rates of fine sedimentation at the downstream end of the backwater (sub-reaches n°3, 5 & 6). The sub-reach 5 was the only one to undergo almost steady accumulation rates. It also exhibits the highest residuals. The decrease of fine sedimentation rates through time is higher for upstream sub-reaches (n°1, 2 & 3) than downstream ones. The sub-reach 4 exhibits an intermediate temporal pattern. The student confidence intervals for the average sedimentation rates provide a view of the within-reach variability. Confidence interval limits tend to decrease through time for the sub-reach n°1 to n°4, illustrating a gradual homogenization of sedimentation rates within these sections. The downstream part of the backwater (sub-reaches n°5 & 6) underwent more variability. Since Oct. 2007, they seem to exhibit an inverse temporal pattern; when one tends to homogenize, the other becomes more heterogeneous than it was previously.

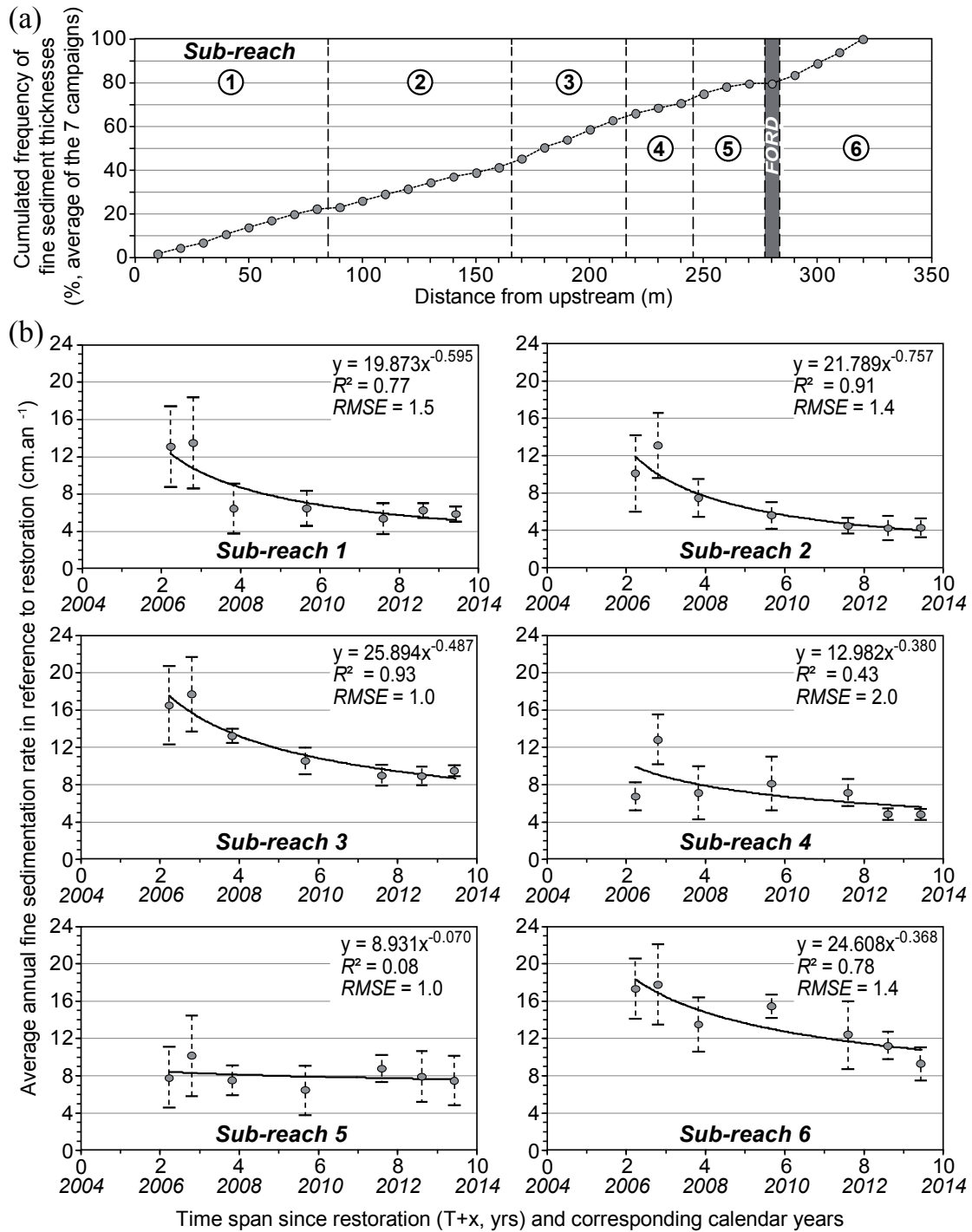
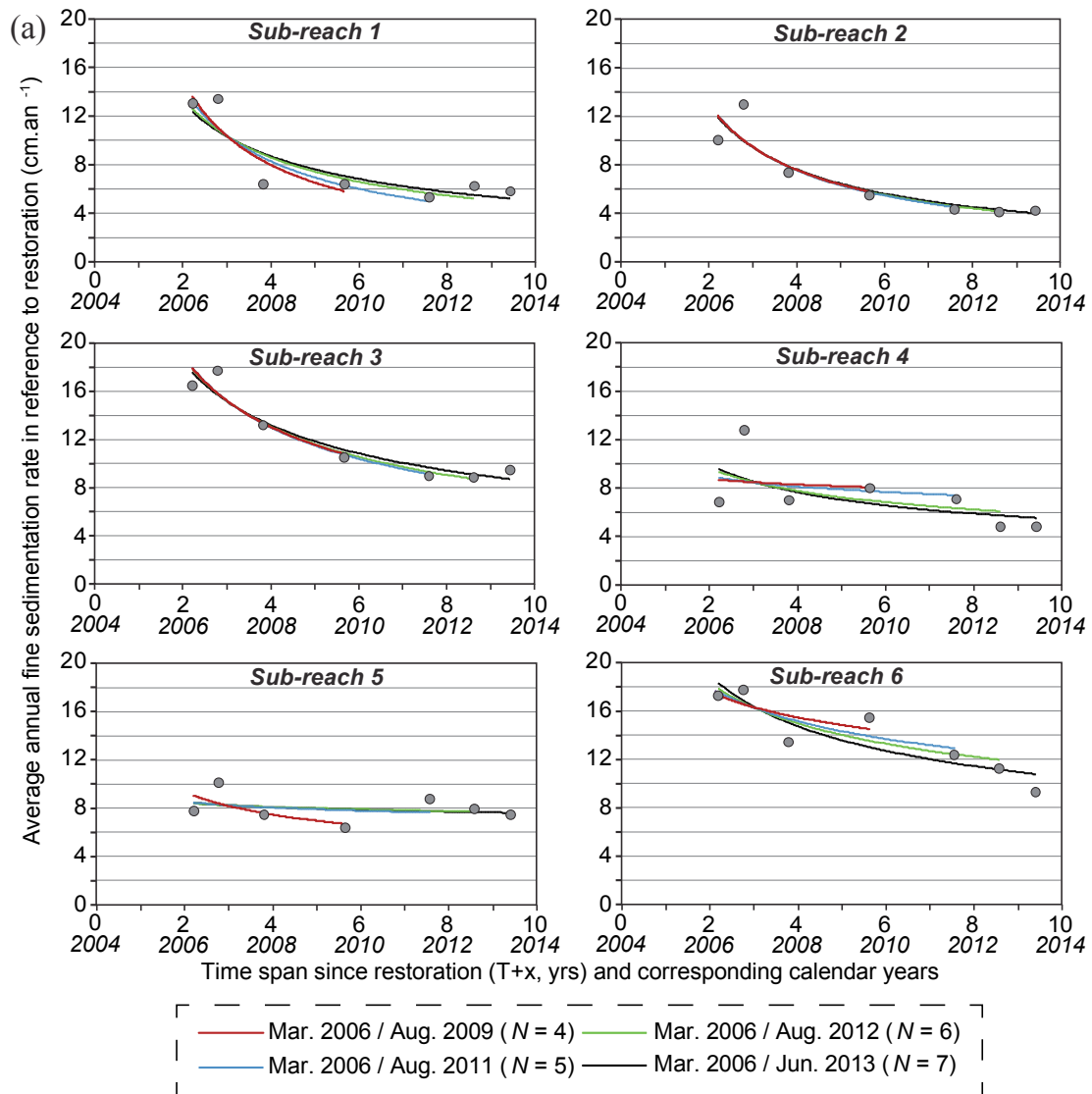


Figure 5.11. Modeling of spatial and temporal patterns of fine sedimentation. (a) Time averaged longitudinal pattern of fine sediment accumulation and the subsequent spatial segmentation of the waterbody in six geomorphologic homogeneous sub-reaches. We segmented the monitored length of the backwater from graphically evident slope breaks. **(b)** Spatially averaged negative power law functions linking averaged annual fine sedimentation rates computed in reference to restoration completion for each homogeneous sub-reach with the time span since restoration (T0). Grey points refer to the average of the rates measured for a campaign within a given sub-reach. Vertical dotted lines depict the limits of the 95% confidence interval on the average sedimentation rates for each sub-reach and for each date.

To test the combined influence of the number of measures and of the time span since restoration on the coefficient parameters of each sub-model, we fitted successively fine sedimentation rate decay models (Eqn 5.3) with four to seven campaigns (Figure 5.12).



(b)

Sub-reach n°	Time period							
	T0 - Aug. 2009 T+ 5.6; N = 4		T0 - Aug. 2011 T+ 7.5; N = 5		T0 - Aug. 2012 T+ 8.5; N = 6		T0 - Jun. 2013 T+ 9.3; N = 7	
	a	k	a	k	a	k	a	k
1	28.057	-0.906	24.784	-0.790	21.233	-0.652	19.873	-0.595
2	22.536	-0.784	22.967	-0.802	22.640	-0.789	21.789	-0.757
3	27.618	-0.542	27.937	-0.553	27.266	-0.531	25.894	-0.487
4	9.218	-0.074	9.910	-0.142	12.038	-0.315	12.982	-0.380
5	11.685	-0.320	9.075	-0.084	8.857	-0.062	8.931	-0.070
6	20.090	-0.187	21.538	-0.252	22.629	-0.296	24.608	-0.368

Figure 5.12. Assessment of the sensitivity of power law trends to the combined effects of the date of observations according to the sub-reach considered. (a) Graphical representation of the sensitivity of our statistical trend modeling approach and (b) influence on the coefficient parameters of laws according to the number and dates of *in situ* campaign considered.

N.B.: The annotation "T0" refers to the date of restoration completion (*i.e.* January 2004).

The sensitivity of power law trends to the combined effects of the date of observations and the time span since restoration diverges according to the sub-reach considered. The models' coefficients are relatively stable through time for the sub-reaches n°2 & 3. The sensitivity of estimated trends is more complex in the other sections of the backwater. During the studied period, fine sedimentation rates tend to be underestimated in the sub-reach n°1. The difference between the successive laws for this reach decreased over time, potentially indicating a decreasing influence of the first observations that were associated with several events of flood scouring (§ 4.4.2.2). The sub-reach n°6 exhibits an inverse pattern. We observed rates tend to be overestimated. It means the decrease of fine sediment deposition rates accelerated over time. This fact could be due to the combined effect of the drastic lowering of the water level and of the progressive closing off the former secondary channel located at the downstream end of the backwater (Figure 5.8; see also § 4.3). We observed a break in the trend of the sub-reach n°5 between 2009 and 2011, which is probably due to the installation at the end of 2009 of an overflow millrace connecting a lock basin to this section (Figure 5.1c). This infrastructure is likely to influence locally depositional conditions. In the future, we could expect a decrease in fine sedimentation rates. The sub-reach n°4 exhibits a transitional behavior, mixing characteristics previously described for the sub-reaches n°5 & 6.

5. Results and interpretations of terrestrialization observed from aerial campaigns in comparison to *in situ* campaigns and trend forecasting

5.1. Remotely-sensed bathymetry and bathymetric changes

For our three aerial campaigns, we used three different models to predict the water depth from image radiometry considering sunlight and substrate conditions (Figure 5.13). Raw aerial images are presented in figure 5.2. Because the 2006 aerial campaign occurred quite late in the year (in April), the vegetation was more developed than earlier in the spring. Thanks to the very good quality of these images, we chose to fit a model per substrate type. Indeed, vegetation (aquatic and debris) affects the relationship between observed water depth and radiometric values of any of the three bands. We identified three types of substrate: coarse sediment, fine sediment and aquatic vegetation or debris. We performed a model for each of these substrate classes ($R^2 = 0.63/0.82/0.92$, respectively, $P < 10^{-4}$; Figure 5.13a). It allowed to consider the differences in spectral responses of these objects and to improve significantly the bathymetric model for this campaign. Because the sunlight conditions varied a lot between images during the aerial campaign of 2007, we fitted a model for each of the four images covering the backwater (R^2 from 0.82 to 0.86, $P < 10^{-4}$; Figure 5.13b). For the aerial campaigns of 2012, we applied a simple model linking observed depth and radiometric values over the entire surface ($R^2 = 0.76$; $P < 10^{-4}$; Figure 5.13c) for two main reasons: (i) the variability of brightness among images was relatively low and (ii) the channel bottom was relatively uniform eight years after restoration. The Root Mean Square Error (RMSE) was similar for the three models (15.5 for 2006; 11.0 for 2007; 16.3 for 2012). When expressed in term of mean absolute percentage error, fitting errors were much more important for the campaign of 2012 than the values estimated for 2006 and 2007 (17.6% for 2006; 17.7% for 2007; 45.6% for 2012). The predicted depth in the deepest areas is likely to be underestimated by the model derived from the 2012 aerial campaign (*i.e.* few ground-surveyed checkpoints within this range of water depth), whereas the residuals of the 2006 and 2007 models exhibit homoscedastic distributions.

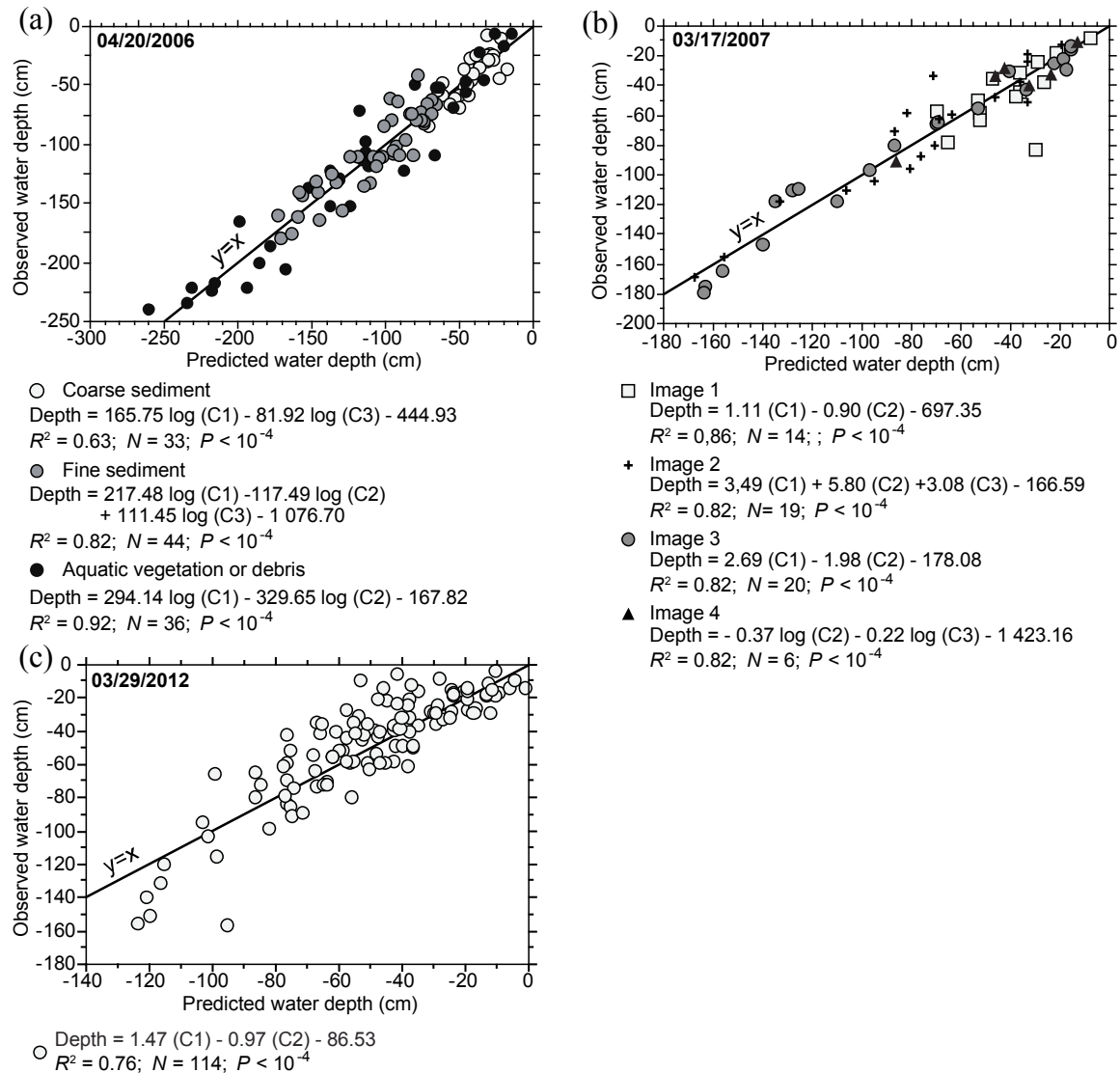


Figure 5.13. Bathymetric models derived from airborne remotely sensed imagery. We established empirical statistical relationships from multiple linear regressions linking ground-surveyed checkpoints of water depths and radiometric values of images for each aerial campaign (see § 5.1): (a) Apr. 2006 (model fitted per substrate classes), (b) Mar. 2007 (individual model fitted for each of the four images) and (c) Mar. 2012 (global model). Bold lines show perfect agreement between data. C1 = red channel, C2 = green channel and C3 = blue channel.

Bathymetric maps (Figure 5.14) derived from bathymetric models (Figure 5.13) allow identification of the main in-channel features. Regardless of the date considered, the deepest area of the backwater is in the central part of the backwater channel (pool with steep bank). Water depths are lower in the upstream and the downstream parts of the backwater (downstream from the ford). The convex left bank of the backwater (according to the direction of flow during upstream overflow events) has usually a gentler slope than the right bank. We observe two main trends from these three bathymetric maps: a narrowing of the backwater channel, which is especially important in the downstream section and to a lesser extent in the upstream section and an overall lowering of water depths. The average water depth (\pm SD) derived from bathymetric models is 77 cm in 2006 (\pm 49, maximum depth = 234 cm), 62 cm in 2007 (\pm 42, max. depth = 202 cm) and 49 cm in 2012 (\pm 30, max. depth = 136 cm).

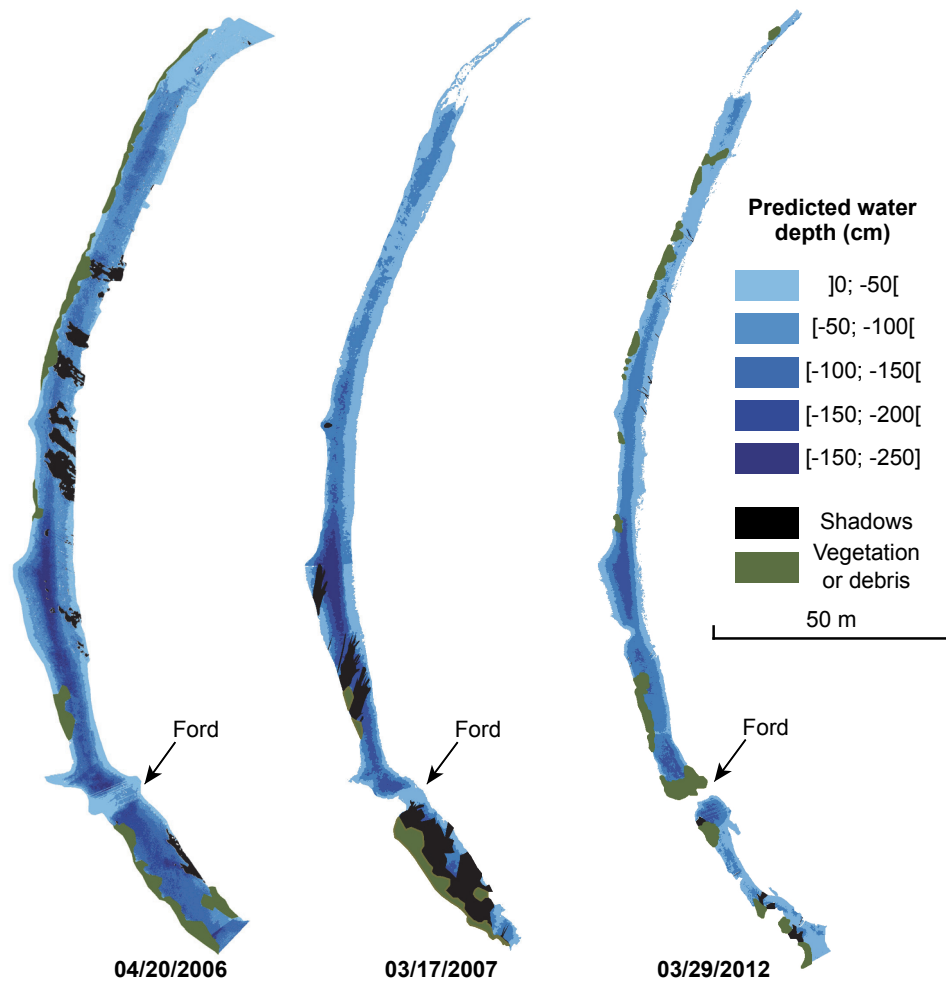


Figure 5.14. Bathymetric maps derived from bathymetric models (see Figure 5.13).

To refine this analysis, we produced differential bathymetric maps for each of the two intersurvey periods (Figure 5.15). Terrestrialization was the dominant process over the entire backwater between Apr. 2006 and Mar. 2007. However, erosion was dominant in some cross-sections, especially along the concave right bank located in the central part (according to the direction of flow during upstream overflow events). This unit is likely to undergo flows that are more competent during upstream overflow events than the convex bank. Between Mar. 2007 and Mar. 2012, longitudinal and cross-sectional terrestrialization patterns were more homogeneous than previously observed. We observe some areas where rejuvenation processes are dominant, particularly near banks located next to the overflow millrace and banks of the downstream end of the backwater. The overall decrease of water depths ranged from 25 cm \pm 29.2 (average lowering \pm SD) for the first period (2006-2007) to 24.6 cm \pm 25.8 for the second period (2007-2012). In term of average terrestrialization rate between aerial campaigns, the first interperiod (2006-2007) underwent the highest rate (27.5 cm.yr⁻¹ \pm 32.2). The terrestrialization rate was substantially lower during the 2007-2012 period (4.9 cm.yr⁻¹ \pm 5.1). When considering the change in base level (Figure 5.8c) from period to period (respectively, -16 cm & -11 cm), we estimated it equals to an average accumulation of fine deposits of 9 cm (\pm 13.2) from 2006 to 2007 and of 13.6 cm (\pm 14.8) from 2007 to 2012. It corresponds to an averaged fine sedimentation rate between aerial campaigns of 9.9 cm.yr⁻¹ (\pm 14.5) for the first interperiod (2006-2007) and of 2.7 cm.yr⁻¹ (\pm 2.9) from 2007 to 2012.

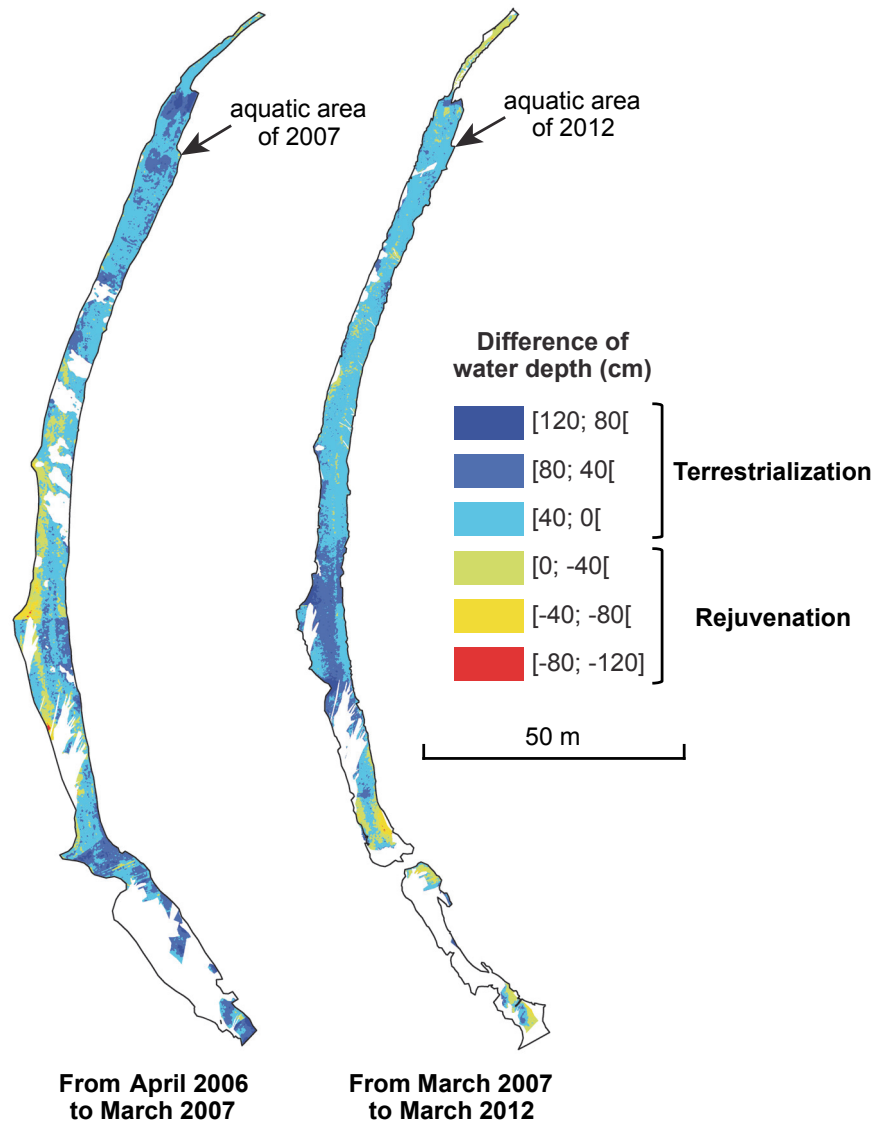


Figure 5.15. Maps of changes in water depth during the two studied interperiods. (a) Between Apr. 2006 and Mar. 2007 and (b) between Mar. 2007 and Mar. 2012. Positive values refer to terrestrialization (*i.e.* decrease of the water depth) between two dates and negative ones to rejuvenation (*i.e.* increase of the water depth). White areas located within the boundaries of aquatic areas are combined areas that cannot be modeled (see Figure 5.13). Unmappable areas from one date to the next are therefore cumulated.

5.2. Aerial versus *in situ* surveys over the post-restoration monitoring period

5.2.1. Are observations consistent?

We observed similar general trends in term of terrestrialization dynamic from both types of surveys (aerial *vs in situ*). Indeed, results of both approaches demonstrated that rates of terrestrialization and of fine sediment accumulation are very important after restoration and tend to decrease quickly thereafter (Figures 5.4, 5.14 & 5.15). Nevertheless, comparing rates and

patterns of fine sediment accumulation or scouring obtained with the two types of surveys is a difficult task given that the number and dates of surveys differ. Indeed, these processes are dependent on the complex interplay between upstream overflow and backflow events within the backwater (*i.e.* flooding regime; see §4.4.2), which varied between types of surveys (Figure 5.10a). Nonetheless, both types of surveys pointed out a decrease of the spatial heterogeneity of terrestrialization and fine sedimentation rates through time. On the other hand, both approaches highlight the significant impact of the critical flood of March 2007 in terms of scouring ($< Q_2$; see Figure 5.10a and §4.4.2.2). These observations demonstrate the reciprocal consistency between measures derived from aerial and *in situ* surveys.

5.2.2. Remotely sensed bathymetric configuration, *in situ* measures and sedimentary models: cross-validation of observations and predictions

Water depths derived from the aerial campaign of Mar. 2012 along the channel centerline were consistent with water depth measured *in situ* in Aug. 2012 (Figure 5.16a). The two long profiles exhibited a similar longitudinal pattern. Using *in situ* measures as reference, water depths ranging from 180 to 220 m were underestimated by the bathymetric model, which could be expected because of the high residual values of the model of 2012 in the deepest aquatic areas (*i.e.* the pool located in the central part of the backwater; Figure 5.13c). On the other hand, water depths in the downstream section of the backwater (*i.e.* from the ford to the main channel) were extremely overestimated.

To test the reliability of sedimentary models, we first predicted terrestrialization over the 2006-2012 period from the combination of sedimentary models established by sub-reaches (Figure 5.11b) and considering the water level lowering estimation between these dates (Figure 5.8). Then, we added predicted values for each sub-reach on the 2006 bathymetric map (Figure 5.16a). Results show that predicted water depths along the backwater length relate well with *in situ* observations. The deepest aquatic areas and the downstream end of the backwater are less well predicted, although less pronounced than previously observed for the bathymetric map of 2012. Because our sedimentary models are fitted with fine sedimentation rates measured along the backwater centerline, we also test their capacity to reproduce the cross-sectional changes (Figure 5.16b). We find consistency between the wetted widths predicted over the 2006-2012 period and measures performed on the raw 2012 aerial images. The longitudinal pattern is rather well reproduced. Predictions performed in the lower part of the backwater (from 180 to 360 m) tend to overestimate wetted widths.

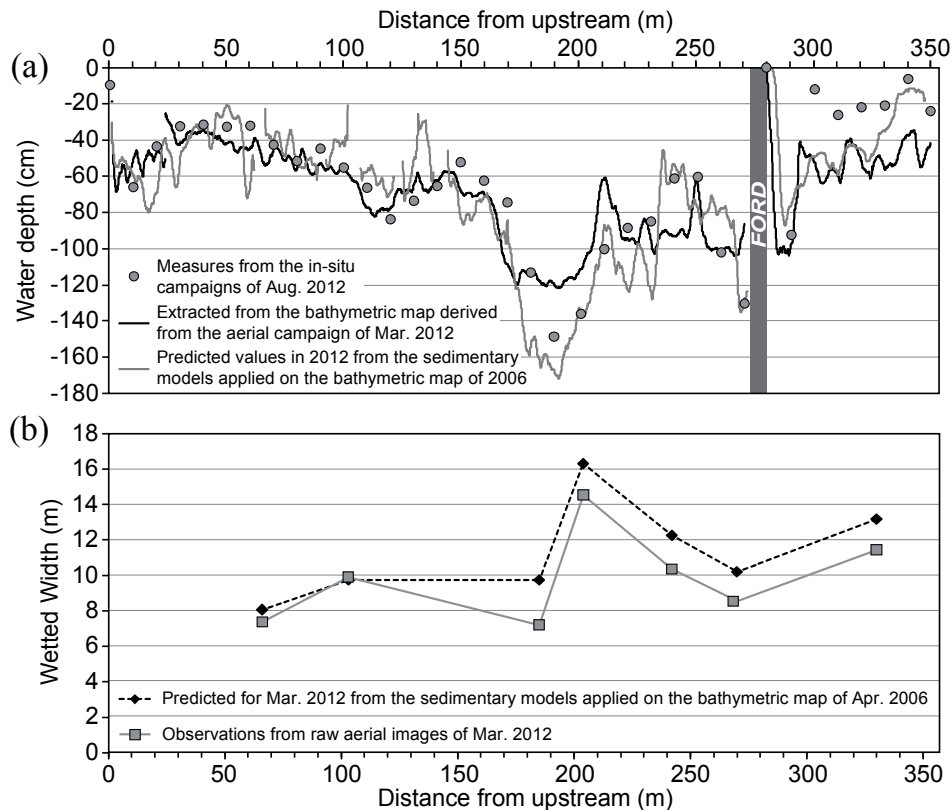


Figure 5.16. Validation of remotely sensed bathymetric models and sedimentary models. (a) Comparison of the longitudinal bathymetric profile observed *in situ* in Aug. 2012 with predicted ones, *i.e.* bathymetric profiles derived from the bathymetric map of 2012, and on the other hand from the combination of sedimentary models (Figure 5.11) with the bathymetric map of 2006 over the 2006-2012 period (see text). This former predicted long profile incorporates an estimation of the water level lowering as shown and estimated in figure 5.8. Longitudinal breaks in the two series using remotely sensed data refer to areas that cannot be modeled (see Figure 5.13). (b) Comparison of wetted widths measured on the raw aerial images of 2012 (see Figure 5.2) along the backwater length with predicted values. Predictions are derived from the combination of sedimentary models with the bathymetric map of 2006 over the 2006-2012 period.

5.2.3. Contributions of imagery regarding the terrestrialization of the Malourdie

Terrestrialization variability in space and time over the post-restoration monitored period was already discussed (see § 4.4). However, the protocol of our *in situ* campaigns, as currently designed, does not enable us to investigate lateral pattern of terrestrialization and fine sedimentation. The analysis of very high-resolution raw images and the bathymetric maps derived from remote sensing provide new insights regarding the longitudinal dynamic of narrowing. We observe the narrowing of the backwater channel over the 2006-2012 period was very important in the downstream and the upstream sections in comparison to the central part (Figure 5.14). Measures of the evolution of the wetted width evolution in some cross-sections of the backwater confirm this observation (Figure 5.17c). Between 2006 and 2012, we observed fine sediment deposits tend to be relatively more homogeneous along cross-sections of the backwater in the upstream sections than in the central and the downstream parts (Figure 5.15). This observation is confirmed by the results of the validation test of terrestrialization prediction along the lateral dimension during the 2006-2012 period (Figure 5.16b). They suggest that fine sedimentation rates along the banks of the backwater in the upstream part are potentially very similar to those

measured *in situ* along the centerline. On the other hand, rates near the banks located from the central to the downstream end of the backwater are more important than observed along the centerline.

Most of this lateral asymmetry in estimated rates is likely to be located along the convex left bank located from the central to the downstream end of the backwater. Indeed, it has both a gentler slope until the thalweg of the backwater (Figure 5.14) and undergoes less competent flow during upstream overflow events in comparison to the concave right bank (Figure 5.15). In addition, the convex left bank is likely to have greater surface roughness that could enhance fine deposits. The area located downstream from the ford is likely to undergo mechanisms governing its evolution that are more complex. Indeed, regarding the evolution of the downstream ends of backwaters, Le Coz *et al.* (2010) demonstrated the presence of complex flow recirculation at the confluence of meander cutoffs. Based on a combination of field and laboratory evidences, they observed the presence of bedload deposits along the downstream bank of the backwaters (according to the direction of flow in the main channel) due to decelerating inflows, whereas the upstream bank tends to erode because of accelerating outflows. The plug that is currently developing in the Malourdie channel has similar characteristics. We observed the downstream bank is very sensitive to sedimentation (Figure 5.14), whereas the upstream bank evolved more slowly.

5.3. Potential morphological evolution of the backwater towards terrestrialization: trend forecasting and persistence of the backwater as aquatic habitat

We estimated two future bathymetric states of the backwater (*i.e.* 2020 & 2030) using a simple trend modeling approach (Figures 5.17, 5.18). Because we did not find any statistical significant effect of the distance to the main channel on the amount of fine deposits, we clustered the backwater channel longitudinally into six different sub-reaches to establish statistical models of fine sedimentation rates as a function of the time span since restoration for each of them. This method allowed us to take into account the variability in rates between sub-reaches (Figure 5.11). Finally, we used extrapolations of fine sedimentation rate power decay models established per homogeneous sub-reaches to estimate fine sediment accumulation from one date to another (see § 3.4). We assumed fine sediment infilling would be the only control factor of terrestrialization. Coefficients of decay models are more or less sensitive to the date of observations and the time span since restoration (Figure 5.3; see § 4.5). Despite all approximations and uncertainties associated with such a model, the approach allows us to formulate some general trends regarding the morphological evolution of the backwater in the coming two decades and to provide a first assessment of its potential persistence as aquatic habitat.

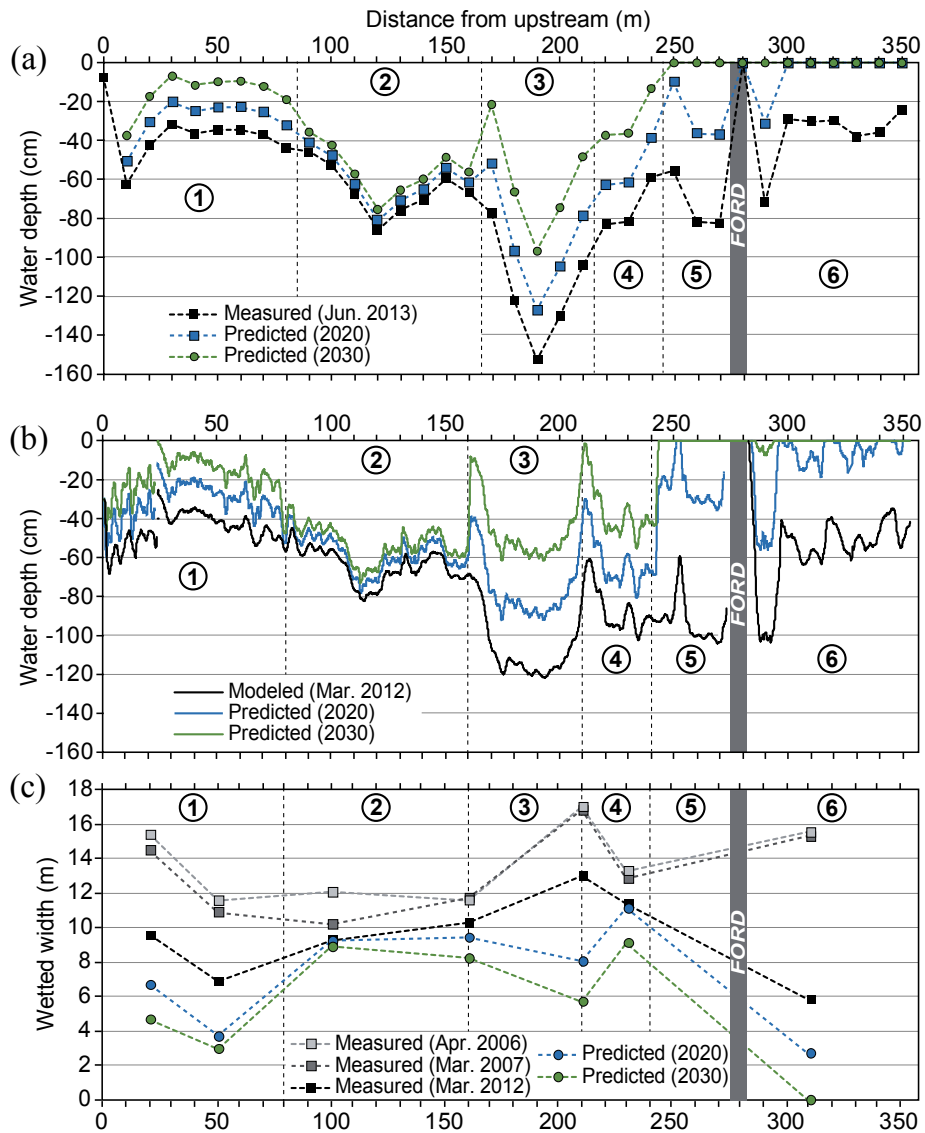


Figure 5.17. Observed and predicted longitudinal terrestrialization patterns derived from sedimentary models (Figure 5.11b) applied on (a) the latest *in situ* campaign and on (b) the latest bathymetric map. Longitudinal breaks in the series refer to areas that cannot be modeled (*i.e.* canopy above the channel, shadow areas and woody debris; see *e.g.* Figure 5.14). (c) Evolution of the wetted width as measured from bathymetric maps of 2006, 2007 and 2012 and estimations resulting from the application of the sedimentary models on the latest bathymetric map. The limited number of observations along the backwater length is due to the fact we found few complete cross-sections (*i.e.* without unmappable areas combining all dates; see Figure 5.13). For all future estimated bathymetric states, we assumed that fine sediment accumulation would be the only driver of terrestrialization. Estimated potential future bathymetric configurations using the bathymetric map of 2012 as reference are presented in figure 5.18.

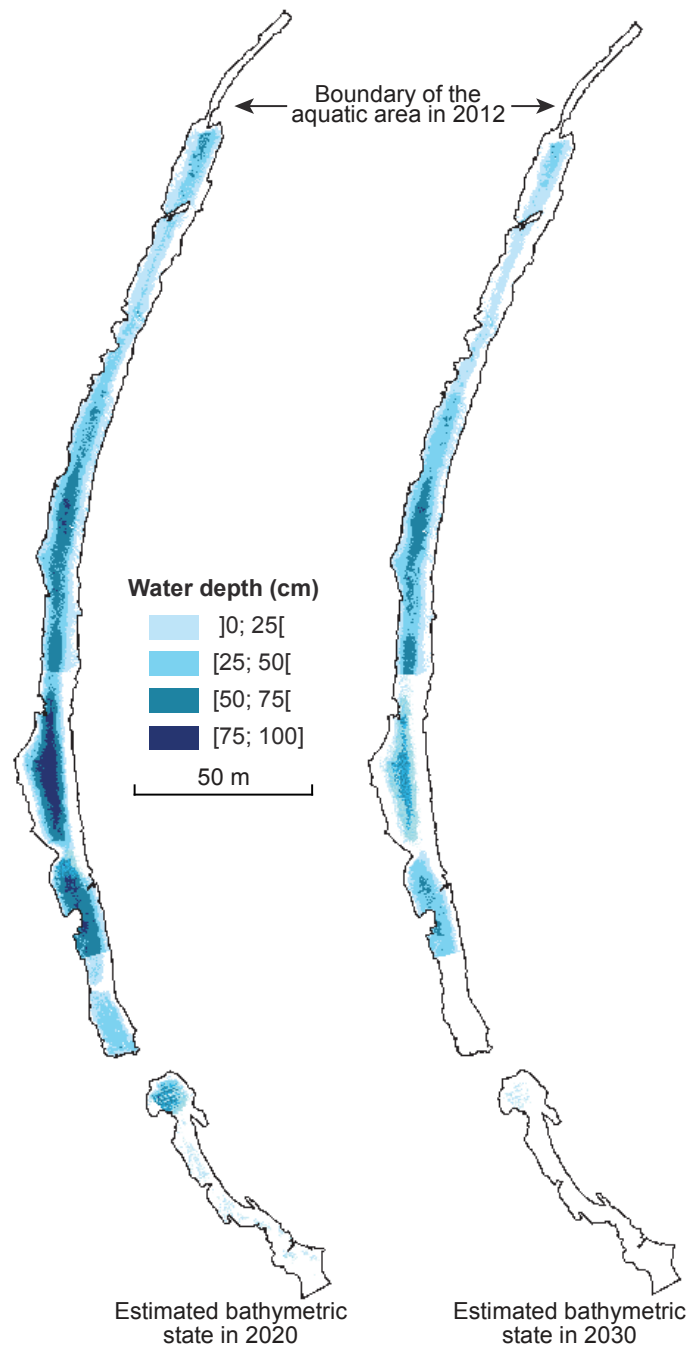


Figure 5.18. Simulated bathymetric states of the backwater in 2020 and 2030 for a discharge in the bypassed main channel of $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Simulations are derived from the application of sedimentary models for each sub-reach (see Figure 5.11) on the distribution of water depths derived from the bathymetric map of March 2012 (see Figure 5.14).

We used this trend modeling approach to estimate and to assess the persistence of the Malourdie backwater as aquatic habitat (Table 5.2). Estimations of terrestrialization pattern along the backwater length using as starting point the bathymetric configuration either derived from the last *in situ* (Figures 5.17a) or from the last aerial campaign (Figure 5.17b) gave rather similar results along the backwater length. As an overall picture, the analysis shows the shallowing and narrowing processes of the backwater will be the most significant in the upstream and downstream sub-reaches (Figures 5.17c, 5.18). It also shows the inversion of the longitudinal

narrowing pattern, already initiated between 2006 and 2012, will increase over time. The sub-reaches n°2 and 3 will conserve relatively high water depth (Figures 5.17a & 5.17b) and a rather wide wetted width at least until 2030 (Figure 5.17c). In 2030, the sub-reach n° 1 and 4 will be very shallow. The sub-reach n°4 will be one of the widest remnant aquatic areas. The sub-reach n°6 will be almost fully terrestrialized in 2020 and the sub-reaches n°5 in 2030 (Figure 5.17a), meaning the downstream end of the backwater channel will be quickly fully disconnected from the main channel.

Sub-reach n°	Average water depth in June 2013		Average simulated water depth *			
	Measured	No W.L.D ‡	15 cm*		0 cm*	
			Obs. †	No W.L.D ‡	Obs. †	No W.L.D ‡
			(m)			
1	0.40	1.04	27	>100	45	>100
2	0.66	1.3	>100	>100	>100	>100
3	1.17	1.81	50	87	73	>100
4	0.75	1.39	33	67	43	82
5	0.73	1.37	18	28	21	32
6	0.37	1.01	16	26	22	36
Average model**	0.59	1.25	26	64	34	75

* *i.e.* Time to get an average depth equaling 15 cm or 0 cm within a given sub-reach according to the log-log decay relationships presented in figure 5.11.

** The average model refers to the log-log decay relationship linking the time span since restoration and average fine sedimentation rates computed at the scale of the whole backwater presented in figure 5.3.

† Obs.: these simulated average depths are based on the water depths observed *in situ* in June 2013. Simulated states assume no further decrease of the water level in the main channel.

‡ W.L.D.: Water Level Drop. The corresponding estimates of average water depth in 2013 and of the persistence of the backwater as aquatic habitat ignore the W.L.D. during the 2004-2013 period. Estimates of W.L.D. are derived from figure 5.8c.

Table 5.2. Assessment of the persistence of the Malourdie backwater as aquatic habitat. To simulate water depths average, we combined fine sediment rate decay models with average water depths measures derived from the *in situ* campaign of June 2013 (see table caption for details).

Using an "average" model computed at the scale of the waterbody (see the caption of Table 5.2), we estimated the average depth of the backwater should be equal to 0 cm around 2038 (T+34). This estimates is consistent with previous results presented in Chapter 4. According to this simulation, we estimate the longevity of the Malourdie could have been two times greater without the drastic lowering of the water level. When using fine sedimentation rates decay models established for each sub-reaches, we observe a residual pond should persist over the long term notably in the sub-reaches n°2 and n°3, despite a progressive shallowing. The effect of the drastic water level lowering estimated from 2004 to 2013 (Figure 5.8) on estimated average water depths differs substantially according to the sub-reach considered. We estimated the backwater would be isolated from basal river flow (*i.e.* 50 m³.s⁻¹, the actual minimum value of the restored minimal flow of the bypassed main channel) at its downstream end approximately 16 years after restoration (in 2019). When we abstracted from the decrease in water level in relation to the riffle shift, we would have expected the transition of the Malourdie from a backwater channel (restored initial state, *parapotamon*) to a standing water former channel (*plesiopotamon*) to occur after 26

years (in 2030). In this respect, we could expect that sediment and nutrient inputs from the main channel will decrease over time in favor of an internally driven eutrophication and the subsequent set of associated geochemical processes (Heiler *et al.*, 1995; Hein *et al.*, 2005; Reckendorfer *et al.*, 2013). Concurrently, the slowing down of terrestrialization rates is going to continue and would depend mainly on autochthonous productivity (*e.g.* Rostan *et al.*, 1987; Amoros *et al.*, 2000; Amoros & Bornette, 2002). In this regard, an important aspect in the future evolution of the Malourdie is the maintenance of the upstream supply of nutrient-poor water coming from the artificial drainage canal (*i.e.* the "counter-canal", Figure 5.1c). The maintenance of a permanent upstream water supply from the counter-canal should promote slow rates of development of hydrarch successions (Bravard *et al.*, 1986; Rostan *et al.*, 1987) and extend the life span of the Malourdie (Amoros *et al.*, 2000). We also advocate for no new interventions that would excavate again the downstream alluvial plug. Such action could contribute to promote higher fine sedimentation rates rather than mitigate them.

6. Interests and limits of imagery for surveying backwater terrestrialization

Most of the studies using very-high resolution imagery for bathymetric purposes focused on river main channel(s) and very few tackled this issue in backwater channels (Lejot *et al.*, 2007; Carbonneau *et al.*, 2012). Moreover, these studies rarely used a multi-temporal approach (*e.g.* Lejot *et al.*, 2011; Carbonneau *et al.*, 2012), whereas it is at the core of monitoring initiatives within the framework of restoration projects. A wide range of well-known optical disruptive environmental features (*e.g.* Marcus & Fondstad, 2008; Legleiter *et al.*, 2009) can affect the quality of bathymetric models (*e.g.* aquatic vegetation, woody debris, brightness, substratum diversity), or even hide aquatic areas and prevent the implementation of models (*e.g.* shadow, canopy, floating vegetation and debris). In this regard, the backwater of the Malourdie is a good field site to assess the potentiality offered by remotely sensed bathymetry techniques using very high-resolution imagery. The backwater is relatively shallow (max. depth of 2.71m in Apr. 2006) and is wide enough with regard to the very fine spatial resolution of images (Table 5.1). The clarity of water was also high enough to observe the bottom of the channel bed, when only the minimal flow runs through the bypassed reach (Figure 5.2). Nevertheless, during our three aerial campaigns we have been confronted with all the optical disruptive environmental features previously listed, making the Malourdie backwater a challenging study site.

We used three different approaches to construct bathymetric models for our three aerial campaigns. The first two bathymetric models derived from the campaign of 2006 & 2007 are the most accurate (Figure 5.13), whereas the model of 2012 is less efficient particularly in the deepest aquatic areas and the downstream section of the backwater (Figure 5.16a). The flooding regime of the backwater (Figure 5.10) and its subsequent effects are likely to influence the approach deployed and the accuracy of the fitted empirical statistical relationships (Figure 5.13). Indeed, the first campaign of Apr. 2006 (T+2.3) was performed a few days after a geomorphologically effective flood in term of scouring (see § 4.4.2.2). Therefore, the substrate of the channel bed was almost clean despite the subsistence of some patches of submerged aquatic vegetation. It explains why we found the best-fit model is the one based on substrate classes. We carried out the second campaign of Mar. 2007 (T+3.2) a few days after another important flood scouring event (see

Figure 5.10a & § 4.4.2.2). For this campaign, we observed mist effects due to evaporation (Figure 5.2) that homogenize the substratum variability, which complicates the implementation of a model based on the substrate type. Nevertheless, light conditions differed substantially between images (cloudy weather), requiring us to fit a model for each image to account for the difference of radiance between images. Unfortunately, such an approach often creates breaks in modeled water depths at the junction between images (*e.g.* compare Figure 5.2 and Figure 5.14 for the campaign of 2007). We performed the last campaign of Mar. 2012 (T+3.2), whereas the backwater did not undergo substantial upstream overflow events since Sept. 2008 (Figure 5.10a) and was in a more advanced stage of terrestrialization. These conditions allowed a more important development of algae and submerged aquatic vegetation than during the previous campaign. In addition, we observed the proportion of fine and coarse particulates organic matter (leaves in decomposition and branches) on the bottom of the channel bed was much more important than previously observed (these dark patches can be observed in Figure 5.2, for example in the close vicinity of the upstream from the ford). It was especially the case for the deepest area of the backwater. These conditions also facilitated the development of thin and often large patches of biofilm on the fine sediment surface over almost all of the aquatic area of the backwater. The combination of all the factors previously listed combined with the very high-resolution of our images induces an increasing spatial complexity of the spectral information of water that our simple categorization of substrate type could not depict. As observed for the campaign of 2007, the substratum variability was homogenized by these specific conditions. All these elements demonstrate bathymetric models can be very sensitive to the evolution of environmental conditions on the same site at an interannual scale. More especially, it shows the dynamic of structural variability of these optical disruptive features can affect bathymetric models and the way they are constructed. Thus, bathymetry using very high-resolution imagery must be constantly adapted to get accurate and comprehensive results.

Despite all these factors, we obtained good results. First because we observed a reciprocal consistency between observations derived from *in situ* and aerial campaigns (see § 5.2.1 & 5.2.2) and the combination of these two sources of information allowed us to refine our analysis regarding both observed and extrapolated rates and patterns of terrestrialization (Figure 5.16 & 5.17). On the other hand, the accuracy of our bathymetric models (Figure 5.13) is within the range of values that can be found in the literature, *i.e.* with coefficients of determination measured between observed and predicted depth ranging from 0.55 to 0.99 and RMSE values (when indicated) ranging from 9 to 21 cm (Winterbottom & Gilvear, 1997; Brasington *et al.*, 2003; Westaway *et al.*, 2003; Marcus *et al.*, 2003; Lejot *et al.*, 2007; Fonstad & Marcus, 2005). However such a comparison remains difficult because these values could vary a lot according to a large number of factors such as, the resolution and the number of images used, the range of water depth, the substratum variability, the number of measurements used for the calibration of empirical models, the size of studied river reaches and the analytical approaches employed.

To conclude, remotely-sensed bathymetry using very high-resolution imagery is a very useful technique to monitor backwater channel environments and assess bathymetric changes. Although the approach could be limited by numerous environmental conditions, it allows reproducing water depth distribution in different radiometric contexts, as well as changes in bathymetry between two

airborne campaigns. Besides considerations of turbidity and clarity of the water which are mainly dependent on physiographic settings of hydrosystems, our findings also imply that the older a backwater channel, the more terrestrial as well as aquatic vegetation are likely to be developed and more the technique will be complicated to implement. Therefore, shallowing and narrowing processes of the backwater raises questions about the relevance of aerial imagery acquisitions in the future. Classical probing appears to be, at the present level of development of remotely sensed techniques, a more reasonable, less restrictive and more efficient solution than imagery for those who want exclusively to assess backwater terrestrialization over the long term. Regarding more specific research issues in remote sensing science, floodplain channels appear to be challenging and conducive environments to the development of original and heuristic methodological and analytical framework. Unmappable areas due to some optical disruptive features that obstruct the view of the backwater bottom need to be treated (*i.e.* mainly shadows, canopy above the channel and floating debris). Interpolation techniques such as kriging could be a powerful tool to process these areas and to expand the present work (*e.g.* Merwade, 2009). For example, it would allow us to propose a comprehensive analysis of the narrowing dynamic along the backwater length as well as a volumetric approach. In this regard, a logical research extension of the present work will consist in the construction of a two-dimensional flow and sediment transport model. Such a tool will offer us the opportunity to develop a numerical and process-based modeling of fine sedimentation dynamics (*e.g.* Le Coz, 2007) and could contribute to a broader understanding of linkages between fine sedimentation dynamic and pattern with the temporal and spatial variability of flooding processes.

Acknowledgments

We particularly acknowledge the financial and technical support from the *Compagnie Nationale du Rhône*, the *Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse*, the *Région Rhône-Alpes*, the Rhône local collectivities and the EU FEDER programme. We gratefully acknowledge Jean-Michel Olivier and Nicolas Lamouroux for the coordination of the scientific monitoring of the Rhône restoration programme. We thank Rodolphe Montagnon for his professional acquisition of aerial images. We thank Robin Jenkinson for her helpful linguistic support. We are also grateful to the many colleagues involved during the past ten years in the monitoring of the Malourdie backwater, and particularly Johan Berthet, Mélanie Bertrand, Pierre Collery, Rémi Foussadier, Vincent Gaertner, Julien Levrat, Christophe Moiroud, Christophe Mora, Bertrand Morandi, Monika Šulc Michalková and Lise Vaudor.

Chapitre 6. Synthèse, discussion et perspectives de recherche

Les résultats acquis dans le cadre du suivi hydrosédimentaire des bras permettent de mieux comprendre les structures spatiales et les dynamiques temporelles de ces milieux. L'analyse comparative souligne qu'il existe une grande variabilité entre les bras et à l'intérieur même de chacun d'eux, en terme d'habitats (Chapitre 3) et de comblement par les sédiments fins (Chapitre 4). D'autres facteurs participant à l'atterrissement des bras ont également été identifiés et leurs effets (potentiels ou avérés) sur les bras restaurés ont été illustrés (Chapitre 5). L'ensemble de ces résultats ont été discutés. Des perspectives de travail propres à chaque thématique ont été évoquées dans ces trois chapitres (à savoir 3, 4 et 5).

Dans ce dernier chapitre, nous synthétisons les principaux résultats relatifs aux effets des travaux sur les formes fluviales et des types de réponses et d'ajustements observés afin de discuter les notions de pertinence et de pérennité de la restauration des chenaux latéraux du Rhône. Dans un second temps, les résultats issus de nos analyses prédictives sont discutés. Les recommandations opérationnelles et les perspectives de travail les plus évidentes sont énoncées au regard des thématiques traitées.

1. Diversité des conditions d'habitat et pérennité de la restauration

1.1. Caractérisation des conditions sédimentaires et des trajectoires d'ajustement post-restauration : granulométrie, sédimentation fine et atterrissement

Deux typologies des conditions sédimentaires moyennées dans le temps et observées après restauration ont été établies. Elles concernent les patrons longitudinaux de la granulométrie du substrat constituant le fond des bras (Chapitre 3) d'une part et de la sédimentation fine d'autre part (Chapitre 4). Chacune de ces typologies a donné lieu à l'identification de quatre principaux types de patrons. Par ailleurs, la durée de vie potentielle en tant qu'habitat aquatique des bras a été estimée sur la base de leur vitesse de comblement par les fines et d'une analyse de leur ajustement potentiel au cours du temps (Chapitre 4). Nous discutons ici les différentes combinaisons prises par ces trois éléments. Ces caractéristiques sont résumées pour chaque bras dans la Table 6.1.

La combinaison 1-A (FOUR, ENIL, VACH, MATH) correspond à des chenaux possédant des fonds constitués de matériaux grossiers, peu concernés par la dynamique des fines. Ces chenaux sont capables de s'auto-entretenir sur le long terme. LUCE (combinaison 1-B) est très proche de ce groupe, mais de faibles dépôts, persistants dans le temps, sont observés localement. Son potentiel de durée de vie est très élevé. Les bras associant un type granulométrique 2 ou 3 avec des patrons sédimentaires B ou C (i.e. les types intermédiaires) sont ceux présentant la sédimentation la plus complexe. On remarque un chenal de type 2-B (BROT), deux autres de types 2-C (LUIS & CISE), un de type 3-B (GRAN) et quatre de types 3-C (MOIR, BEAR, CERI & JARI). Ces bras présentent une gamme de patrons granulométriques et de sédimentation fine très variée. La durée de vie de ces huit bras est très large et va de l'infini pour les chenaux capables de s'auto-entretenir à une trentaine d'année pour d'autres. Une réflexion plus approfondie est nécessaire pour éclaircir cette forte variabilité inter-chenaux. Les types d'apports sédimentaires

et de modalité de transport (par traction lors des débordements amont ou par décantation lors des épisodes de reflux) et la présence locale "de freins hydrauliques" (*e.g.*  largissement de la section ou rupture de pente) constituent les variables pressenties pour expliquer ces différences.

Les chenaux de type 4-D sont des bras fonctionnant par décantation et accumulant de fortes quantités de matériaux limoneux. Ils ont une durée de vie potentiellement courte s'étendant d'une vingtaine à une quarantaine d'années pour les estimations les plus optimistes. CHAN et TABL n'ont pas été inclus dans les analyses du Chapitre 4. CHAN doit être proche du comportement de CERI (3-C) et TABL est clairement proche des types 4-D.

Reach code	Channel Floodplain channel	Floodplain channel code	Time-averaged types of patterns		Estimated potential life span†
			Grain size conditions*	Fine sedimentation conditions†	
CHAU	Malourdie	MALO	4	D	31-48 years
CHAU	Brotalet	BROT	2	B	36-83 years
BELL	Luisettes	LUIS	2	C	self-sustainable
BELL	Moiroud	MOIR	3	C	50-76 years
BELL	B�ard	BEAR	3	C	38-78 years
BELL	Fournier	FOUR	1	A	self-sustainable
BELL	Lucey	LUCE	1	B	>100 years
BELL	En l'�le	ENIL	1	A	self-sustainable
BELL	Chantemerle	CHAN	3	-	-
BREG	Granges	GRAN	3	B	>100 years
BREG	Vachon	VACH	1	A	self-sustainable
BREG	Cerisiers	CERI	3	C	31-52 years°
BREG	Mathan	MATH	1	A	self-sustainable
BREG	Molottes	MOLO	4	D	21-32 years
BREG	Ponton	PONT	4	D	17-22 years
PBE	Ciselande	CISE	2	C	>100 years
PBE	Jaricot	JARI	3	C	self-sustainable
PBE	Table-Ronde	TABL	4	-	-

* See Chapter 3.

† See Chapter 4. These estimates are based on average values of water depth and fine sediment thickness. They are based on the assumption that fine sediment infilling would be the only control factor of terrestrialization.

° CERI was dredged locally (*ca* 100 m of the 920 m of the floodplain channel). The "natural" floodplain channel was cutoff between 1860 and 1930. These estimates are based on the date of restoration in 2006.

Table 6.1. Résumé des types de conditions et de patrons longitudinaux identifiés en termes de granulométrie et de sédimentation fine et estimations de la durée de vie des bras restaurés en tant qu'habitat aquatique.

Globalement, la dynamique temporelle générale des bras en termes de patrons granulométriques et de sédimentation fine est relativement cohérente avec la prédominance des processus de décapage ou de sédimentation entre les campagnes de mesures (Chapitre 3, 4 et 5). Des processus de décapage étaient effectifs sur l'ensemble des bras, à l'exception de MOLO & TABL. Différentes trajectoires générales ont été identifiées pour chaque thématique (granulométrie et sédimentation fine). Le fait que ces trajectoires temporelles soient indépendantes des types établis pour les patrons granulométriques, reste encore à approfondir. A

une échelle spatiale plus fine, l'étude menée sur MALO (Chapitre 5) a permis d'observer l'existence de deux autres modalités d'atterrissement, l'engravement par progradation du bouchon amont et l'abaissement de la ligne d'eau consécutive à la migration d'un radier.

1.2. Comparaison des états avant et après travaux : des formes modifiées mais des processus souvent similaires

Nous disposons d'un seul état pré-restauration pour 12 des 18 chenaux suivis. Toutefois, que l'on considère les conditions granulométriques (Chapitre 3) ou bien l'état du comblement par les fines (Chapitre 4), les conditions observées après restauration sont souvent très similaires à celles qui prévalaient avant les travaux. Autrement dit, dans la plupart des cas, les travaux de restauration ont permis de modifier les formes sans pour autant affecter de manière substantielle les principaux processus contrôlant ces conditions. Par exemple, hormis les cas où les bras ont été reconnectés à la fois à leur extrémité amont et aval (Table 2.4, Chapitre 2), la géométrie des bouchons alluviaux n'a pas été modifiée au niveau des points contrôlant la connectivité amont et donc les fréquences actuelles de connexion sont très proches des conditions qui pouvait être observées juste avant la restauration. D'autre part, nous observons sur de nombreux bras que les épaisseurs de fines mesurées de 7 à 15 années après restauration sont déjà très proches des valeurs observées avant travaux. En effet, l'approfondissement de la zone aquatique des bras a engendré une augmentation de leur capacité de piégeage des alluvions. Ces tendances sont d'autant plus marquées que la plupart des chenaux latéraux se trouvaient relativement perchés juste avant les travaux de restauration. Cependant, cette modification des conditions hydrodynamiques internes n'affecte pas la pérennité des bras, puisque les gains en hauteur d'eau engendrés par la restauration doivent largement compenser cette tendance.

Ce constat général peut également être élargi à la dynamique des bouchons alluviaux. Par exemple, la progradation du bouchon amont de MALO (*ca* 20 m entre 2004 et 2012 ; Chapitre 5) constitue un processus qui avait été observé avant restauration (CNR, 2000). Le même type de processus est à l'œuvre sur BROU (*ca* 10-15 m entre 2005 et 2012). Le cas de LUIS est à ce titre très évocateur. Ce bras, qui possède des écoulements relativement compétents en fonctionnement courant, fait l'objet d'un engravement progressif relativement important qui semble imputable à la progradation du bouchon amont (*ca* 62 m entre 2006 et 2013) dans la zone aquatique permanente (Figure 6.1). D'un point de vue opérationnel, si les gestionnaires ne souhaitent pas que la durée de vie des bras soit remise en question par ce type de processus, des solutions techniques permettant de fixer les matériaux grossiers composant ces bouchons alluviaux doivent être mises en œuvre (*e.g.* végétalisation).



Figure 6.1. Illustration de la progradation du bouchon amont sur deux années de la lône des Luisettes dans sa zone aquatique permanente. La flèche rouge indique la localisation de la prise de vue de 2011 sur le cliché de 2013. Le bouchon est essentiellement constitué de matériaux grossiers (galets et graviers).

Ces éléments illustrent parfaitement toute l'importance d'un diagnostic hydromorphologique précédant toute intervention. En se fondant sur des indicateurs simples, tel l'état du comblement ou la granulométrie du substrat de surface, cette étape doit permettre de comprendre le fonctionnement hydrodynamique du bras.

1.3. Implication quant à la diversité des conditions d'habitat après restauration

Le principal objectif de la restauration des bras morts du Rhône est d'augmenter la diversité des habitats dans les plaines inondables des sections concernées du fleuve. A ce titre, nous avons réalisés des analyses en composantes principales inter- et intra-bras, de manière à pouvoir dissocier les effets relatifs de l'espace (conditions moyennes inter-bras) et du temps (trajectoire individuelle des bras) dans la description des patrons granulométriques de surface (Chapitre 3) et des patrons de sédimentation fine (Chapitre 4). Ces analyses nous ont permis de mettre en évidence que pour chacun de ces deux jeux de données, environ 80% de leur variance totale est attribuée à la diversité des conditions entre les chenaux latéraux. Le reste de l'inertie est attribué à la dynamique temporelle se manifestant inter-annuellement en intra-bras. Ces résultats démontrent que la diversité physique des conditions et des patrons longitudinaux moyens observés entre les différents bras se maintient, à l'échelle temporelle de notre étude. A ce titre, la diversité des gammes de durée de vie potentielle, que nous avons pu estimer entre les différents bras (Table 6.1), constitue un argument fort montrant que cette diversité de conditions peut potentiellement se maintenir à plus long terme, ou tout du moins en grande partie. D'autre part, les typologies qui ont été développées (Table 6.1) reposent sur les résultats issus des ACP inter-bras. Ces types sont par conséquent robustes dans le temps. Une diversité locale de ces différents types est un bon indicateur de la diversité des conditions fonctionnelles des chenaux latéraux restaurés. Ces éléments de conclusion sont renforcés par les résultats acquis sur les bras restaurés des tronçons de Belley et de Brégnier-Cordon qui démontrent que la restauration a permis d'augmenter la diversité bêta des peuplements de macroinvertébrés (Castella *et al.*, 2015). En ce sens, la stratégie mise en œuvre dans le cadre de la restauration des chenaux latéraux du Rhône a bien permis de restaurer des bras disposant d'une diversité de stades et de dynamiques

successionnelles. Elle semble donc constituer une solution de gestion pertinente des plaines rhodaniennes, mais peut-on pour autant la qualifier de solution pérenne ?

1.4. Pérennité des actions et stratégie de restauration

De manière générale, agir sur les formes dans le contexte de l'hydrosystème Rhône semble constituer une mesure pérenne, parce que la géométrie du lit mineur est souvent figée, que le transport solide est quasi-arrêté et que les concentrations en matières en suspension sont relativement faibles, comparativement à d'autres hydrosystèmes.

Nos estimations de durée de vie potentielle des chenaux latéraux restaurés (Chapitre 4), où l'accumulation de fines constitue le seul facteur d'atterrissement, vont dans ce sens et suggèrent que la plupart des chenaux ont une longévité en accord avec les objectifs des gestionnaires. Ces durées de vie sont néanmoins variées. Elles s'étendent d'une vingtaine d'années, pour les bras les plus prompts à s'atterrir (les "décanteurs", types 4-D), jusqu'à des durées indéterminées pour les bras présentant les plus fortes capacités d'auto-entretien (Table 6.1). A ce titre, il convient de noter que la durée de vie relativement courte des "décanteurs" était reconnue et acceptée dès le début du projet. Ces bras (cas de MOLO & PONT par exemple) possèdent des compositions faunistiques particulières en termes de macroinvertébrés par rapport aux autres bras restaurés ou non restaurés de la plaine (Emmanuel Castella, com. pers., 2014). Pour les populations de poisson, ces bras constituent également d'excellents sites de reproduction et de croissance pour les juvéniles (Jean-Michel Olivier, com. pers., 2015). D'autre part, il est important de ne pas stigmatiser ce type de bras qui présentent des conditions environnementales et esthétiques généralement très peu appréciées du grand public (Cottet *et al.*, 2013).

L'étude du cas de la lône de la Malourdie (Chapitre 5), démontre que l'atterrissement des bras par abaissement de la ligne d'eau peut être très rapide et important, lorsque les formes fluviales sont mobiles. Le bras de Ciselande, constitue un cas similaire, non présenté dans le manuscrit, mais illustré par la figure 6.2. Comme dans le cas de la Malourdie, l'atterrissement est lié à la dynamique d'un seuil naturel qui contrôlait les niveaux d'eau dans le bras. Une attention particulière devra être portée sur ces éléments dans les futurs projets de restauration (*e.g.* prendre en compte cette éventualité dans la conception technique des projets). D'autre part, nous devons encore mener des études supplémentaires de manière à nous assurer que les chenaux secondaires actifs ou que les bras morts enregistrant des écoulements très compétents ne s'engravent pas (*cf.* Figure 6.1). L'ensemble de ces éléments nous invite à modérer notre propos, quant à la pérennité des actions.

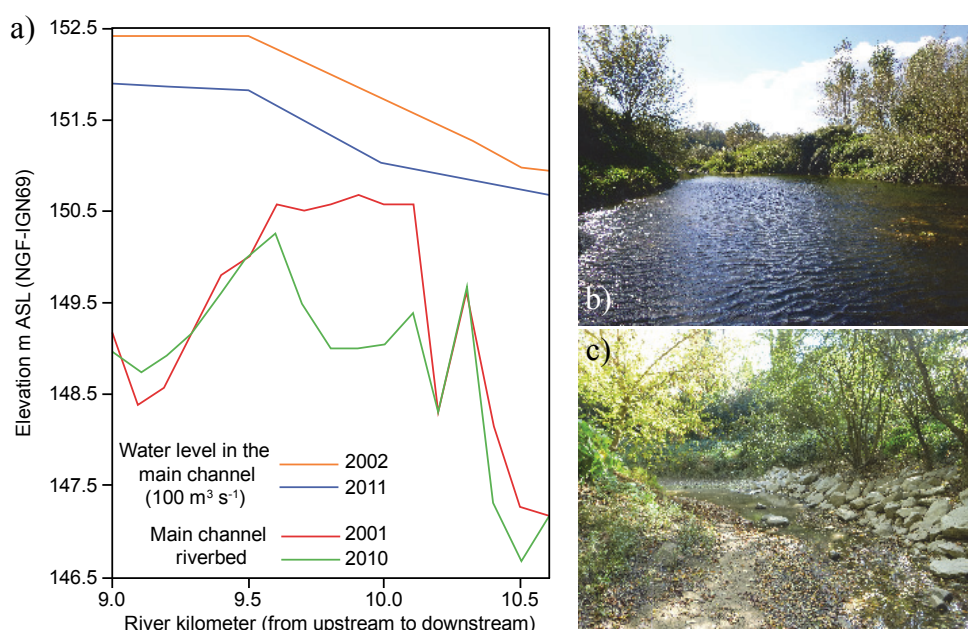


Figure 6.2. Atterrissement de Ciselande (CISE), ancien chenal secondaire actif permanent, suite à l'érosion du radier naturel qui soutenait la ligne d'eau. (a) Evolution de la ligne d'eau et du fond du vieux-Rhône entre 2001 et 2011 (Données CNR). Le bras est compris entre les points kilométriques 9.3 et 10.3. (b) Actuellement, le bras communique en permanence avec le vieux-Rhône à ces extrémités amont et aval (le cliché représente la terminaison aval du bras) pour le débit réservé. (c) Le bras a cependant perdu son fonctionnement courant permanent et sa zone centrale est fortement atterrie (les clichés a et b datent d'octobre 2014).

Au-delà de l'évaluation de la pérennité des bras en tant qu'habitat aquatique, la pérennité de la stratégie de restauration doit également être interrogée. En effet, étant donné que les gestionnaires sont condamnés à intervenir à intervalles réguliers, pour maintenir ou créer de nouveaux bras, cette dernière semble peu pérenne. Dans ce cadre, une restauration se voulant plus "durable" doit intégrer la restauration, même partiellement, de certains processus. A ce titre, une nouvelle stratégie devrait prochainement être mise en oeuvre pour la restauration du vieux-Rhône de Donzère-Mondragon. Sur ce tronçon, la restauration combinera une augmentation du débit réservé, la restauration de certains bras morts et une redynamisation locale du lit mineur. Cette dernière action vise à redonner localement au fleuve la possibilité d'éroder ses marges alluviales, à partir de la suppression d'anciens endiguements (digues longitudinales, tenons et épis). Dans cette optique, ces actions devront tenir compte de possibles interactions entre les différentes mesures de restauration. Par exemple, renforcer le transport solide peut impliquer des variations locales plus marquées de la ligne d'eau, favoriser la mise en place de bouchons alluviaux des chenaux secondaires actifs permanents, ou encore favoriser leur atterrissement rapide. Dans ce cadre, il est donc primordial que la conception technique des futures opérations de bras morts considère l'ensemble de ces processus.

La connexion amont des bras morts non-restaurés du Rhône est quasi-systématiquement contrôlée par des endiguements. L'arasement de ces ouvrages, comme cela a été réalisé récemment sur la lône de la Platière (Figure 6.3), semble constituer une mesure judicieuse. Le cadre typologique et les modèles statistiques empiriques produits dans le cadre de cette thèse peuvent à ce titre permettre d'encadrer ce type d'opération.



Figure 6.3. Arasement de la digue submersible contrôlant la fréquence de connexion amont de la lône de la Platière sur le vieux-Rhône du Péage-de-Roussillon (mars 2014).

2. Prédiction des réponses : les prémices d'une gestion quantitative de la sédimentation fine, des habitats et des peuplements dans les bras restaurés ?

Nos travaux de recherche ont permis de démontrer que les conditions granulométriques de surface moyennes (Chapitre 3) et les vitesses d'accumulation des alluvions fines (Chapitre 4) peuvent être relativement bien prédites, à partir de descripteurs relativement simples du fonctionnement hydrodynamique des chenaux. Ces variables permettent de quantifier la fréquence et l'intensité des connexions hydrologiques des bras en fonctionnement courant et leur capacité de reflux en phase de retours d'eau. L'intérêt de ces variables réside dans le fait qu'elles sont, au moins en partie, dépendantes de la géométrie des bras (*i.e.* cote de débordement amont ou conditions de pente), paramètre que les praticiens peuvent modifier directement ou cibler. Ces modèles statistiques sont valables à l'échelle de l'ensemble d'un bras. Des investigations supplémentaires sont nécessaires pour prédire ces patrons à une résolution spatiale plus fine. L'étude du cas de MALO (Chapitre 5) illustre parfaitement que la complexité des processus à l'œuvre augmente lorsque l'on s'intéresse aux patrons d'ajustements locaux (Chapitre 5). A cette échelle, des facteurs morphologiques comme la pente ou la largeur sont à prendre en compte.

Les relations statistiques empiriques que nous avons établies peuvent être utilisées pour guider les futures actions de restauration sur le Rhône. Elles suggèrent qu'il est possible de mesurer l'effet de la modification de la géométrie des bras restaurés sur les conditions granulométriques de surface et la quantité de fines qui s'y dépose. Elles constituent un outil opérationnel pertinent pour les praticiens désirant restaurer des types de chenaux latéraux relativement rares au sein de la plaine alluviale afin d'augmenter/maintenir un bon niveau de diversité bêta. Il semble alors possible, lors de la définition des objectifs de restauration, de déterminer relativement précisément certaines caractéristiques des futurs bras restaurés (conditions granulométriques et propension à sédimenter) en fonction de leur fonctionnement hydrologique et hydraulique estimé après restauration.

La mise en relation de ces descripteurs de l'hydrodynamisme des écoulements de crue dans les bras avec l'indice composite de connectivité latérale développé en parallèle par les biologistes (e.g. Castella *et al.*, 2015) constitue une autre avancée réalisée au cours de cette thèse (Chapitre 3). L'indice de connectivité est estimé indirectement à partir de variables environnementales (*i.e.* diversité du substrat, teneur en matière organique du sédiment, recouvrement par la végétation aquatique et conductivité électrique de l'eau) mesurées *in situ*. Les biologistes ont mis en évidence que cet indice permet d'expliquer, en grande partie, certaines caractéristiques clés des peuplements de macroinvertébrés benthiques dans les bras restaurés et non-restaurés. Il est en effet *"corrélé au changement de composition des peuplements d'invertébrés (...), à la richesse taxonomique de certains groupes d'invertébrés (...)"* et *"permet de modéliser les variations d'abondance d'un peu plus d'un quart des taxons rencontrés"* (Olivier *et al.*, 2014). Nos résultats démontrent qu'il est à présent envisageable de mettre directement en relation nos descripteurs physiques du fonctionnement hydrologique et hydraulique des bras avec certains critères caractérisant les peuplements de macroinvertébrés. Autrement dit, il semble à présent possible d'identifier et de proposer des géométries spécifiques pouvant permettre d'atteindre sur le long terme des objectifs écologiques spécifiques, déterminés au préalable.

Néanmoins, des développements supplémentaires sont nécessaires pour pouvoir utiliser ces relations "en routine". Les relations faisant appel aux valeurs de fréquences de débordement amont semblent d'ores et déjà opérationnelles. A l'opposé, les estimations des contraintes de cisaillement sont encore problématiques. Elles ont, jusqu'à présent, été calculées en référence à un maximum temporel. Des développements supplémentaires doivent être réalisés pour normaliser ces estimations de contraintes. On pourrait par exemple utiliser des valeurs de contraintes estimées pour certaines gammes de débits de crue caractéristiques (e.g. Q_2 - Q_5) ou encore calculer des contraintes critiques.

Une autre limite importante de ces relations repose sur le fait qu'elles prédisent des réponses globales qui sont valides pour la première dizaine d'années après restauration. Intégrer l'effet du temps à ces relations constitue une étape majeure des futurs développements. Dans ce cadre, la poursuite des suivis engagés, constitue un enjeu fort. A ce titre, des campagnes de suivi régulières ont été réalisées depuis plusieurs années sur 15 bras du Rhône moyen candidats à la restauration ou ayant déjà fait l'objet d'interventions par le passé (Table 6.2). Le même protocole de suivi que celui présenté dans cette thèse a été utilisé (*i.e.* profils longitudinaux des hauteurs d'eau et des épaisseurs de fines, prélèvements granulométriques, relevés limnimétriques continus de deux à quatre années selon les sites). A titre illustratif, la campagne de relevés effectuée sur ces 15 bras lors de la campagne de 2013 implique un linéaire total d'environ 22 km. Un total de 7 600 mesures ponctuelles de hauteur d'eau et 4 400 mesures d'épaisseurs sédimentaires ont été réalisées lors de ces relevés. Beaucoup de ces bras étant plus âgés, l'intégration de ces données dans les modèles déjà établis peut constituer un moyen d'explorer le rôle du temps.

Floodplain channel (Dates of restoration)	Date of surveys				
	2007*	2009	2011	2012	2013
<i>Péage-de-Roussillon bypassed reach</i>					
Platière amont (1977 /1985/2014)	<i>T+x</i>	-	<i>T+x</i>	-	<i>T+x</i>
Noyer Nord (2004)	-	-	<i>T+x</i>	-	<i>T+x</i>
Noyer Sud (2012)	<i>T-x</i>	-	<i>T-x</i>	-	<i>T+x</i>
Boussarde (2014)	-	<i>T-x</i>	<i>T-x</i>	-	<i>T-x</i>
Ilon (2004)	<i>T-x/T+x</i>	-	-	<i>T-x/T+x</i>	<i>T-x/T+x</i>
Sainte (2013)	<i>T-x</i>	-	<i>T-x</i>	-	<i>T-x</i>
<i>Montélimar bypassed reach</i>					
Roussettes (2012-2013)	-	<i>T-x</i>	<i>T-x</i>	-	<i>T+x</i>
<i>Donzère-Mondragon bypassed reach</i>					
Bayard	-	<i>T-x</i>	<i>T-x</i>	-	<i>T-x</i>
Caderousse	-	<i>T-x</i>	<i>T-x</i>	-	<i>T-x</i>
Malaubert (1994)	-	<i>T-x/T+x</i>	<i>T-x/T+x</i>	-	<i>T-x/T+x</i>
Grange écrasée (1986)	-	<i>T-x/T+x</i>	<i>T-x/T+x</i>	-	<i>T-x/T+x</i>
Malatras (2004)	-	<i>T+x</i>	<i>T+x</i>	-	<i>T+x</i>
Jones	-	<i>T-x</i>	<i>T-x</i>	-	<i>T-x</i>
Carré	-	<i>T-x</i>	<i>T-x</i>	-	<i>T-x</i>
République (1992)	-	<i>T-x/T+x</i>	-	-	<i>T-x/T+x</i>

"T-x": unrestored channel; "T+x": restored channel; "T-x/T+x": Channels with restored and unrestored sub-sections. For restored channels the date of restoration is indicated.

*: Campaign performed by M. Rival (CNRS, UMR 5600).

Table 6.2. Synthèse de nos campagnes de relevés complémentaires réalisées en parallèle de la thèse aujourd'hui disponibles (hauteurs d'eau, épaisseurs des fines et prélèvements granulométriques de surface). Les tronçons court-circuités indiqués en gras peuvent être localisés sur la figure 2.1 (Chapitre 2).

La restauration des chenaux latéraux des tronçons court-circuités du Péage-de-Roussillon et de Montélimar est à présent achevée ou en voie de l'être. En revanche, les actions de restauration sur les bras morts du vieux-Rhône de Donzère-Mondragon sont en cours de définition. Les premiers travaux devraient commencer fin 2016. Pour guider la conception technique de la restauration, la CNR a établi un modèle hydraulique 2D du secteur, élaboré à partir du système TELEMAC-2D (Masson *et al.*, 2015). Les sorties de ce modèle calculées pour différents scénarios de restauration des bras vont être rapidement mises à profit pour :

- (i) proposer des prédictions des évolutions hydrosédimentaires et biologiques potentielles (collaboration avec Emmanuel Castella, LEBA, Université de Genève) des bras sélectionnés, au regard des différents scénarios alternatifs envisagés dans l'étude de faisabilité ;
- (ii) améliorer notre capacité à prédire les modifications biophysiques s'opérant dans les bras et poursuivre le développement de nouveaux outils permettant d'améliorer la gestion de ces milieux.

Bibliographie

- AE RMC (1996).** *Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux du bassin Rhône-Méditerranée-Corse. Volume 1 : Orientations fondamentales, mesures opérationnelles et modalités de mise en œuvre*, Lyon, 125 p.
- AE RMC (2010a).** *Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux 2010-2015 du bassin Rhône-Méditerranée : vers le bon état des milieux aquatiques*, Lyon, 309 p.
- AE RMC (2010b).** *Programme de mesures du Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux 2010-2015*, Lyon, 291 p.
- Alexander J., Marriott S. B. (1999).** Introduction. In : *Floodplains: interdisciplinary approaches* (Eds. S.B. Marriott & J. Alexander). Geological Society Special Publication, 163, 1-13.
- Allen J.R.L. (1965).** A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89-191.
- Allix A. (1930).** Corrections et aménagements actuels du Rhône. *Les Études rhodaniennes*, 6, 189-193.
- Amoros C., Richardot-Coulet M. & Pautou G. (1982).** Les "ensembles fonctionnels" : des entités écologiques qui traduisent l'évolution de l'hydrosystème en intégrant la géomorphologie et l'anthropisation (exemple du Haut-Rhône français). *Revue de géographie de Lyon*, 57, 49-62.
- Amoros C., Roux A.-L., Reygrobellet J.-L., Bravard J.-P. & Pautou G. (1987).** A method for applied ecological studies of fluvial hydrosystems. *Regulated Rivers: Research and Management*, 1, 17-36.
- Amoros C. & Roux A.-L. (1988).** Interaction between water bodies within the floodplains of large rivers: function and development of connectivity. *Münstersche Geographische Arbeiten*, 29, 125-130.
- Amoros C., Bravard J.-P., Reygrobellet J.-L., Pautou G. & Roux A.-L. (1988).** Les concepts d'hydrosystème et de secteur fonctionnel dans l'analyse des systèmes fluviaux à l'échelle des écosystèmes. *Bulletin d'écologie*, 19, 531-546.
- Amoros C. & Bornette G. (1999).** Antagonistic and cumulative effects of connectivity: a predictive model based on aquatic vegetation in riverine wetlands. *Archiv für Hydrobiologie, Supplementband*, 115. Large Rivers, 11, 311-327.
- Amoros C. [Coord.] (2000).** *Aide au diagnostic du fonctionnement des zones humides fluviales*. Projet n°25 du Programme National de Recherche sur les Zones Humides, Rapport scientifique, 77 p.
- Amoros C., Bornette G. & Henry C.P. (2000).** A Vegetation-Based Method for Ecological Diagnosis of Riverine Wetlands. *Environmental Management*, 25, 211-227.
- Amoros C. (2001).** The concept of habitat diversity between and within ecosystems applied to river side-arm restoration. *Environnemental Management*, 28, 805-817.
- Amoros C. & Bornette G. (2002).** Connectivity and biocomplexity in waterbodies riverine floodplains. *Freshwater Biology*, 47, 761-776.
- Amoros C., Elger A., Dufour S., Grosprêtre L., Piégay H. & Henry C. (2005).** Flood scouring and groundwater supply in rehabilitated side-channels of the Rhône River, France: sedimentation and aquatic vegetation responses. *Archiv für Hydrobiologie, Supplementband*, 155. Large Rivers, 15, 147-167.
- Amoros C. (2007).** La biodiversité dans les anciens chenaux des cours d'eau : patrons et processus. In : *Protéger, restaurer et gérer les zones alluviales. Pourquoi et comment ?* (Eds. M. Trémolières & A. Schnitzler), pp. 99-109. Tec & Doc, Paris.
- Arnaud F. (2012).** *Approches géomorphologiques historique et expérimentale pour la restauration de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial aménagé: le cas du Vieux Rhin entre Kembs et Breisach (France, Allemagne)*. Thèse de doctorat, Université Lumière Lyon 2, 280 p.
- Arnould C. (2011).** *Retour d'expérience sur la restauration de bras secondaires du Rhône*. Mémoire de Master 2, Compagnie Nationale du Rhône, 39 p.
- Ashmore P. (2009).** The intensity and characteristic length of braided channel patterns. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 36, 1656-1666.

- Barnaud G. & Fustec E. (2007).** *Conserver les zones humides : Pourquoi ? Comment ?*, Quae/Educagri, Dijon/Versailles, 296 p.
- Barthélémy C. & Souchon Y. (2009).** La restauration écologique du fleuve Rhône sous le double regard du sociologue et de l'écologue. *Natures Sciences Sociétés*, 17, 113-121.
- Barthélémy C. & Armani G. (2015).** A comparison of social processes at three sites of the French Rhône River subjected to ecological restoration. *Freshwater Biology*, 60, 1208-1220.
- Bash J.S. & Ryan C.M. (2002).** Stream restoration and enhancement projects: is anyone monitoring? *Environmental management*, 29, 877-885.
- Bazin P. & Barnaud G. (2002).** Du suivi à l'évaluation: à la recherche d'indicateurs opérationnels en écologie de la restauration. In : Actes du colloque "Programme national de recherche 'Recréer la Nature': réhabilitation, restauration et création d'écosystèmes", Grenoble, 11-13 septembre 2001. Société nationale de protection de la nature et d'acclimatation de France, Paris.
- Beechie T.J., Sear D.A., Olden J.D., Pess G.R., Buffington J.M., Moir H., Roni P. & Pollock M.M. (2010).** Process-based principles for restoring river ecosystems. *BioScience*, 60, 209-222.
- Belletti B., Dufour S. & Piégay H. (2013).** Regional variability of aquatic pattern in braided reaches (example of the French Rhône basin). *Hydrobiologia*, 712, 25-41.
- Berner E.K. & Berner R.A. (2012).** *Global Environment: Water, Air and Geochemical Cycles*. Second edition, Princeton University Press, Princeton, 488 p.
- Bernhardt E., Sudduth E., Palmer M., Allan J., Meyer J., Alexander G., Follstad Shah J., Hassett B., Jenkinson R., Lave R., Rump J. & Pagano L. (2007).** Restoring rivers one reach at a time: results from a survey of US river restoration practitioners. *Restoration Ecology*, 15, 482-493.
- Béthemont J. (1972).** *Le thème de l'eau dans la vallée du Rhône. Essai sur la genèse d'un espace hydraulique*. Le Feuillet blanc, Saint-Etienne, 642 p.
- Bolland J.D., Nunn A.D., Lucas M.C. & Cowx I.G. (2012).** The importance of variable lateral connectivity between artificial floodplain waterbodies and river channels. *River Research and Applications*, 28, 1189-1199.
- Bouleau G. (2014).** The co-production of science and waterscapes: The case of the Seine and the Rhône Rivers, France. *Geoforum*, 57, 248-257.
- Bordiec N. & Frézet A. (1986).** La gestion automatisée d'aménagements fluviaux à buts multiples : l'exemple du Rhône. *La Houille Blanche*, 6, 427-440.
- Bornette G. & Amoros C. (1991).** Aquatic vegetation and hydrology of a braided river floodplain. *Journal of Vegetation Science*, 2, 497-512.
- Bornette G. & Heiler G. (1994).** Environmental and biological responses of former channels to river incision: A diachronic study on the Upper Rhône River. *Regulated Rivers: Research & Management*, 9, 79-92.
- Bornette G., Amoros C. & Chessel D. (1994).** Effects of allogenic processes on successional rates in former river channels. *Journal of Vegetation Science*, 5, 237-246.
- Bornette G. & Amoros C. (1996).** Disturbance regimes and vegetation dynamics: Role of floods in riverine wetlands. *Journal of Vegetation Science*, 7, 615-622.
- Bornette G., Amoros C. & Rostan J.-C. (1996).** River incision and vegetation dynamics in cut-off channels. *Aquatic Sciences*, 58, 31-51.
- Bornette G., Amoros C., Piégay H., Tachet J. & Hein T. (1998).** Ecological complexity of wetlands within a river landscape. *Biological conservation*, 85, 35-45.
- Bradshaw A.D. (1996).** Underlying principles of restoration. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 53, 3-9.
- Brandt S.A. (2000).** Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena*, 40, 375-401.
- Brasington J., Langham J. & Rumsby B. (2003).** Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology*, 53, 299-316.
- Bravard J.-P. (1981).** *La Chautagne. Dynamique de l'environnement d'un pays savoyard*. Institut des Etudes rhodaniennes, Mémoires et Documents, n° 18, Lyon, 182 p.
- Bravard J.-P. (1982).** A propos de quelques formes fluviales de la vallée du Haut-Rhône français. *Revue de géographie de Lyon*, 57, 39-48.
- Bravard J.-P. (1983).** Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône. *Revue de géographie alpine*, 71, 363-379.

- Bravard J.-P., Amoros C. & Pautou G. (1986).** Impact of civil engineering works on the successions of communities in a fluvial system. A methodological and predictive approach applied to a section of the Upper Rhône River, France. *Oikos*, 47, 92-111.
- Bravard J.-P. (1987).** *Le Rhône du Léman à Lyon*. La Manufacture, Lyon, 451 p.
- Bravard J.-P. (1988).** Le Haut-Rhône français : géographie historique et gestion d'un fleuve. *La Houille Blanche*, 1, 45-52.
- Bravard J.-P. (1989).** La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen Âge et à l'époque moderne. *Bulletin de la société géographique de Liège*, 25, 145-157.
- Bravard J.-P. & Peiry J.-L. (1993).** La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau (19-20^{ème} siècle). *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband, 88, 67-79.
- Bravard J.-P. & Gilvear D. J. (1996).** Hydrological and geomorphological structure of hydrosystems. In : *The Fluvial Hydrosystems* (Eds. G.E. Petts & C. Amoros), pp. 98-116. Chapman & Hall, London.
- Bravard J.-P., Amoros C., Pautou G., Bornette G., Bournaud M., Creuzé des Châtelliers M., Gibert J., Peiry J.-L., Perrin J.-F. & Tachet H. (1997).** River incision in south-east France: morphological phenomena and ecological effects. *Regulated rivers: research & management*, 13, 75-90.
- Bravard J.-P. & Peiry J.-L. (1999).** The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. In : *Floodplains: interdisciplinary approaches* (Eds. S.B. Marriott & J. Alexander), pp. 259-268. *Geological Society Special Publications*, 163, London.
- Bravard J.-P. (2000).** Le comportement hydromorphologique des cours d'eau au Petit Âge Glaciaire dans les Alpes françaises et sur leur piémont. *Bulletin du GFHN*, 105-110.
- Bravard J.-P., Petit F., 2000.** *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*, Colin, Paris, 222 p.
- Bravard J.-P. (2006).** La lône, l'aménageur, l'écologue et le géographe, 40 ans de gestion du Rhône. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 83, 368-380.
- Bravard J.-P. & Clémens A. [Eds.] (2008).** *Le Rhône en 100 questions*. Graie, Lyon, 289 p.
- Bravard J.-P., Provansal M., Arnaud-Fassetta G., Chabbert S., Gaydou P., Dufour S., Richard F., Valleteau S., Melun G. & Passy P. (2008).** Un atlas du paléo-environnement de la plaine alluviale du Rhône de la frontière suisse à la mer. *Cahiers de Géographie*, collection EDYTEM, 6, 101-116.
- Bravard J.-P. (2010).** Discontinuities in braided patterns: the River Rhône from Geneva to the Camargue delta before river training. *Geomorphology*, 117, 219-233.
- Bridge J.S. (2009).** *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. John Wiley & Sons, Oxford, 491 p.
- Brierley G.J. & Fryirs K.A. (2005).** *Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework*. Blackwell Publications, Oxford, 398 p.
- Brinson M.M. & Malvárez A.I. (2002).** Temperate freshwater wetlands: types, status, and threats. *Environmental Conservation*, 29, 115-133.
- Buijse A.D., Coops H., Staras M., Jans L.H., Van Geest G.J., Grift R.E., Ibelings B.W., Oosterberg W. & Roozen F.C.J.M. (2002).** Restoration strategies for river floodplains along large lowland rivers in Europe. *Freshwater Biology*, 47, 889-907.
- Buijse A.D., Klijn F., Leuven R.S.E.W., Middelkoop F., Schiemer F., Thorp J.H. & Wolfert H.P. (2005).** Rehabilitation of large rivers: references, achievements and integration into river management. *Archiv für Hydrobiologie*, Supplementband, 155. Large Rivers, 15, 715-738.
- Burge L.M. & Lapointe M.F. (2005).** Understanding the temporal dynamics of the wandering Renous River, New Brunswick, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1227-1250.
- Carbonneau P.E. (2005).** The threshold effect of image resolution on image-based automated grain size mapping in fluvial environment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1687-1693.
- Carbonneau P.E. & Piégay H. [Eds.] (2012).** *Fluvial Remote Sensing For Science and Management*, John Wiley & Sons, Chichester, 440 p.
- Carbonneau P.E., Piégay H., Lejot J., Dunford R. & Michel K. (2012).** Hyperspatial Imagery in Riverine Environments. In : *Fluvial Remote Sensing for Science and Management* (Eds. P.E. Carbonneau & H. Piégay), pp. 163-191. John Wiley & Sons, Chichester.

- Carvalho O.A., Guimarães R.F., Santos N.B.F., Martins E.S., Gomes R.A.T. & Shimabukuro Y.E. (2010).** Analysis of channel morphology of São Francisco River using remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, 31, 1981-1994.
- Castella E., Beguin O., Besacier-Monbertrand A.-L., Hug Peter D., Lamouroux N., Mayor Siméant H., McRae D., Olivier J.-M. & Paillex A. (2015).** Realised and predicted changes in the invertebrate benthos after restoration of connectivity to the floodplain of a large river. *Freshwater Biology*, 60, 1131-1146.
- Charlton R. (2009).** *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. Routledge, 234 p.
- Chessel D., Dufour A.B. & Thioulouse J. (2004).** The ade4 package-I: One-table methods. *R News*, 4, 5-10.
- Church M. (2006).** Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34, 325-354.
- Citterio A. & Piégay H. (2009).** Overbank sedimentation rates in former channel lakes: characterization and control factors. *Sedimentology*, 56, 461-482.
- CNR (1998).** *Réhabilitation du Vieux-Rhône de la chute de Pierre-Bénite, restauration des lônes de Ciselande, Jaricot et Table-Ronde*. Dossier de projet provisoire, Non paginé.
- CNR (2000).** *Réhabilitation des lônes du Haut-Rhône*. Dossier d'avant projet global, Non paginé.
- Collectif (2003).** Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône : 1998-2003, Non paginé.
- Collectif (2005).** *Plan Rhône 2007-2013. Un projet de développement durable*. Ré-édition de septembre 2010, 101 p.
- Constantine J.A., Dunne T., Piégay H. & Kondolf G.M. (2010).** Controls on the alluviation of oxbow lakes by bed material load along the Sacramento River, California. *Sedimentology*, 57, 389-407.
- Coops H., Tockner K., Amoros C., Hein T. & Quinn G. (2006).** Restoring lateral connections between rivers and floodplains: lessons from rehabilitation projects. In : *Wetlands and Natural Resource Management* (Eds. J.T.A. Verhoeven, B. Beltman, R. Bobbink & D.F. Whigham), pp. 15-32. Springer, Berlin.
- Cortier B. & Couvert B. (2001).** Causes et conséquences du blocage actuel de la dynamique fluviale et du transit sédimentaire du Rhône. *La Houille Blanche*, 8, 72-78.
- Cottet M. (2013).** Caractériser les valeurs environnementales au cours du temps : une étape indispensable à la gestion des patrimoines naturels. Le cas de la restauration des bras morts de l'Ain et du Rhône. *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement*, Hors-série 16, [En ligne].
- Cottet M., Piégay H. & Bornette G. (2013).** Does human perception of wetland aesthetics and healthiness relate to ecological functioning? *Journal of environmental management*, 128, 1012-1022.
- Coulet M., Venard B. & Monnet P. (1997).** *Impact des aménagements hydroélectriques sur l'écosystème Rhône*, FRAPNA, Lyon, 181 p.
- Couvert B., Cortier B. & Bravard J.-P. (2002).** Perspectives de la dynamique fluviale au XXI^e siècle : l'exemple du bassin du Rhône. *La Houille Blanche*, 4 & 5, 83-88.
- Daufresne M., Veslot J., Capra H., Carrel G., Poirel A., Olivier J.-M. & Lamouroux N. (2015).** Fish community dynamics (1985-2010) in multiple reaches of a large river subjected to flow restoration and other environmental changes. *Freshwater Biology*, 60, 1176-1191.
- Dépret T., Riquier J., Piégay H. & Gruel R. (en cours).** Influence of engineering works on the morphological adjustment trajectories of former channels (Rhône River, France).
- Descroix L. & Gautier E. (2002).** Water erosion in the southern French Alps: climatic and human mechanisms. *Catena*, 50, 53-85.
- Dieras P. (2013).** *The persistence of oxbow lakes as aquatic habitats: An assessment of rates of change and patterns of alluviation*. PhD Thesis, Cardiff University, 177 p.
- Doutriaux E., Terrier C. & Zylberblat M. (2004).** Aménagement du Rhône et débit réservé. *Ingénieries*, 38, 37-44.
- Downs P.W. & Kondolf G.M. (2002).** Post-project appraisals in adaptive management of river channel restoration. *Environmental Management*, 29, 447-496.
- Dramais G., Branger F., Le Coz J. & Ribot-Bruno J. (2005).** *Contrôle, mise en œuvre et suivi des capteurs autonomes DIVER®*. Note technique, Cemagref, Lyon, 26 p.

- DREAL (2009).** *Schéma de gestion des inondations du Rhône aval pour une stratégie de gestion des crues du Rhône à l'aval de Viviers*. Direction Régional de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement - Rhône-Alpes, Mission Rhône, Lyon, 302 p.
- DREAL (2012a).** *Schéma de gestion du Rhône moyen*. Direction Régional de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement - Rhône-Alpes, Mission Rhône, Lyon, 309 p.
- DREAL (2012b).** *Schéma de gestion des inondations du Rhône amont*. Direction Régional de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement - Rhône-Alpes, Mission Rhône, Lyon, 134 p.
- Dufour S. & Piégay H. (2009).** From the myth of a lost paradise to targeted river restoration: forget natural references and focus on human benefits. *River research and applications*, 25, 568-581.
- Dufour S., Hayden M. Stella J. Battles J. & Piégay H. (2015).** Maintaining channel abandonment processes increases riparian plant diversity within fluvial corridors. *Ecohydrology*, 8, 780-791.
- Dugdale S.J., Carbonneau P.E. & Campbell D. (2010).** Aerial photosieving of exposed gravel bars for the rapid calibration of airborne grain size maps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 627-639.
- Džubáková K., Piégay H., Riquier J. & Tritzn M. (2015).** Multi-scale assessment of overflow-driven lateral connectivity in floodplain and backwater channels using LiDAR imagery. *Hydrological Processes*, 29, 2315-2330.
- East A.E., Pess G.R., Bountry J.A., Magirl C.S., Ritchie A.C, Logan J.B., Randle T.J., Mastin M.C., Minear J.T., Duda J.J., Liermann M.C., McHenry M.L., Beechie T.J. & Shafroth P.B. (2015).** Large-scale dam removal on the Elwha River, Washington, USA: river channel and floodplain geomorphic change. *Geomorphology*, 228, 765-786
- Erskine W., McFadden C. & Bishop P. (1992).** Alluvial cutoffs as indicators of former channel conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, 23-37.
- Eschbach D., Schmitt L., Trémolières M., Beisel J.-N., Grac C., Finaud-Guyot P., Weill S., Payraudeau S., Imfeld G. & Grussenmeyer P. (2015).** *Functional restoration of a Rhine anastomosing channel: temporal trajectory, initial state, post-restoration monitoring, modeling (Upper Rhine, France, Rohrschollen island)*. Communication orale, I.S.Rivers - Recherches et actions au service des fleuves et grandes rivières, 22-26 juin 2015, Lyon.
- Escudié B. & Combe J.-M. (1991).** *Vapeurs sur le Rhône. Histoire scientifique et technique de la navigation à vapeur de Lyon à la mer*. CNRS, Presses Universitaires de Lyon, Lyon. 462 p.
- Fagan B.M. (2000).** *The Little Ice Age: how climate made history, 1300-1850*. Basic Books, New York, 246 p.
- Faucher D. (1968).** *L'Homme et le Rhône*. Gallimard, Paris, 402 p.
- Ferguson R.I. (1993).** Understanding braiding processes in gravel-bed rivers: Progress and unsolved problems. In : *Braided Rivers* (Eds. J. L. Best & C.S. Bristow), pp. 73-87. Geological Society Special Publications, 75, London.
- Ferrer D., Bailly J.S., Puech C., Le Coarer Y. & Viau A.A. (2008).** Very-high-resolution mapping of river-immersed topography by remote sensing. *Progress in Physical Geography*. 32, 403-419.
- Fisher G.B., Bookhagen B. & Amos C.B. (2013).** Channel planform geometry and slopes from freely available high-spatial resolution imagery and DEM fusion: Implications for channel width scalings, erosion proxies, and fluvial signatures in tectonically active landscapes. *Geomorphology*, 194, 46-56.
- Fonstad M.A. & Marcus W.A. (2005).** Remote sensing of stream depths with hydraulically assisted bathymetry (HAB) models. *Geomorphology*, 72, 320-339.
- Friedman J.M., Osterkamp W.R., Scott M.L. & Auble G.T. (1998).** Downstream effects of dams on channel geometry and bottomland vegetation: regional patterns in the Great Plains. *Wetlands*, 18, 619-633.
- Frissell C.A., Liss W.J., Warren C.E. & Hurley M.D. (1986).** A hierarchical framework for stream habitat classification: viewing streams in a watershed context. *Environmental management*, 10, 199-214.

- Fruget J.-F. & Michelot J.-L. (1997).** Dérives écologiques et gestion du milieu fluvial rhodannien. *Revue de géographie de Lyon*, 72, 35-48.
- Fruget J.-F. (2003).** Changements environnementaux, dérives biologiques et perspectives de restauration du Rhône français après 200 ans d'influences anthropiques. *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement*, 4, [en ligne].
- Gagliano S.M. & Howard P.G. (1984).** The neck cutoff oxbow lake cycle along the Lower Mississippi River. In : *River Meandering* (Ed. E.C.M. Elliot), pp. 147-158. American Society of Civil Engineers, New York.
- Gallardo B., Cabezas A., Gonzalez E. & Comin F.A. (2012).** Effectiveness of a Newly Created Oxbow Lake to Mitigate Habitat Loss and Increase Biodiversity in a Regulated Floodplain. *Restoration Ecology*, 20, 387-394.
- Gąsiorowski M. & Hercman H. (2005).** Recent changes of sedimentation rates in three Vistula oxbow lakes determined by ²¹⁰Pb dating. *Geochronometria*, 24, 33-39.
- Gautier E., Brunstein D., Vauchel P., Roulet M., Fuertes O., Guyot J.-L., Darozzes J. & Bourrel L. (2007).** Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 230-248.
- Gautier E., Corbonnois J., Petit F., Arnaud-Fassetta G., Brunstein D., Grivel S., Houbrechts G. & Beck T. (2009).** Multi-disciplinary approach for sediment dynamics study of active floodplains. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 1, 65-78.
- Gay G.R., Gay H.H., Gay W.H., Martinson H.A., Meade R.H. & Moody J. A. (1998).** Evolution of cutoffs across meander necks in Powder River, Montana, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 651-662.
- Gaydou P. (2013).** *Schéma directeur de ré-activation de la dynamique fluviale des marges du Rhône. Rapport de Synthèse.* Rapport de recherche, Observatoire des Sédiments du Rhône, Lyon, 92 p.
- Girardon H. (1894).** *L'amélioration des rivières en basses eaux.* VI^{ème} Congrès International de Navigation Intérieure, La Haye, 85 p.
- Guilhaudin P. (1992).** Le Rhône : quels objectifs de gestion ? Présentation du Plan d'Action Rhône. *Revue de géographie de Lyon*, 67, 293-298.
- Gumiero B., Mant J., Hein T., Elso J. & Boz B. (2013).** Linking the restoration of rivers and riparian zones/wetlands in Europe: Sharing knowledge through case studies. *Ecological Engineering*, 56, 36-50.
- Gurnell A. (2014).** Plants as river system engineers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 4-25.
- Graf W.L. (1977).** The rate law in fluvial geomorphology. *American Journal of Science*, 277, 178-191.
- Heiler G., Hein T., Schiemer F. & Bornette G. (1995).** Hydrological connectivity and flood pulses as the central aspects for the integrity of a river-floodplain system. *Regulated Rivers: Research & Management*, 11, 351-361.
- Hein T., Reckendorfer W., Thorp J.H. & Schiemer F. (2005).** The role of slackwater areas for biogeochemical processes in rehabilitated river corridors: examples from the Danube. *Archiv für Hydrobiologie, Supplementband*, 155. Large Rivers, 15, 425-442.
- Henry C.P. & Amoros C. (1994a).** *Écotechnologie de restauration de zones humides fluviales : expérience en secteur de retenue, la restauration de la Lône de Chantemerle. Premier rapport : état initial avant restauration - année 1993.* Rapport d'étude commandé par la Compagnie Nationale du Rhône, 36 p.
- Henry C.P. & Amoros C. (1994b).** *Écotechnologie de restauration de zones humides fluviales : expérience en secteur de retenue, la restauration de la Lône de Chantemerle. Deuxième rapport : première année après restauration - année 1994.* Rapport d'étude commandé par la Compagnie Nationale du Rhône, 64 p.
- Henry C.P. & Amoros C. (1995).** Restoration ecology of riverine wetlands : I. A scientific base. *Environmental Management*, 19, 891-902.
- Henry C.P., Amoros C. & Giuliani Y. (1995).** Restoration ecology of riverine wetlands: II. An example in a former channel of the Rhône River. *Environmental Management*, 19, 903-913.
- Henry C.P. & Amoros C. (1996).** Restoration ecology of riverine wetlands. III. Vegetation survey and monitoring optimization. *Ecological Engineering*, 7, 35-58.

- Henry C.P. & Amoros C. (1999).** *La vallée du Rhône, étude préalable à la mise en place d'une gestion intégrée : diagnostic des potentialités évolutives, typologie et cartographie des lônes sur l'ensemble du Rhône*. Rapport d'étude commandé par la Compagnie Nationale du Rhône, Non paginé.
- Henry C.P., Amoros C. & Roset N. (2002).** Restoration ecology of riverine wetlands: a 5-year post-operation survey on the Rhone River, France. *Ecological Engineering*, 18, 543-554.
- Hersch R. (1993).** The stage-discharge relation. *Flow Measurement and Instrumentation*, 4, 11-15.
- Hohensinner S., Jungwirth M., Muhar S. & Schmutz S. (2011).** Spatio-temporal habitat dynamics in a changing Danube river landscape 1812-2006. *River Research and Applications*, 27, 939-955.
- Hohensinner S., Jungwirth M., Muhar S. & Schmutz, S. (2014).** Importance of multi-dimensional morphodynamics for habitat evolution: Danube River 1715-2006. *Geomorphology*, 215, 3-19.
- Hooke J.M. (1995).** River channel adjustment to meander cutoffs on the river Bollin and river Dane, northwest England. *Geomorphology*, 14, 235-253.
- Hooke J.M. & Yorke L. (2010).** Rates, distributions and mechanisms of change in meander morphology over decadal timescales, River Dane, UK. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1601-1614.
- Howard A.D. (1992).** Modeling channel and floodplain sedimentation in meandering streams. In : *Lowland Floodplain Rivers: Geomorphological Perspectives* (Eds. P.A. Carling & G.E. Petts), pp. 1-41. John Wiley & Sons, Chichester.
- Hudson P.F., Heitmuller F.T. & Leitch M.B. (2012).** Hydrologic connectivity of oxbow lakes along the lower Guadalupe River, Texas: The influence of geomorphic and climatic controls on the "flood pulse concept". *Journal of Hydrology*, 414, 174-183.
- Jacobson R.B., Laustrup M.L. & Chapman, M.D. (2001).** Fluvial processes and passive rehabilitation of the Lisbon Bottom side-channel chute, Lower Missouri River. In : *Geomorphic Processes and Riverine Habitat* (Eds. J.M. Dorava, D.R. Montgomery, B.B. Palcsak & F.A. Fitzpatrick), pp. 199-216. American Geophysical Union, Water Science and Application Series, Volume 4, Washington DC.
- Jacobson R.B., Johnson H.E., Laustrup M.S., D'Urso G.J. & Reuter J.M. (2004).** *Physical habitat dynamics in four side-channel chutes, Lower Missouri River*. Rapport de recherche, U.S. Geological Survey, 66 p.
- Jacobson R.B. & Galat D.L. (2006).** Flow and form in rehabilitation of large-river ecosystems: an example from the Lower Missouri River. *Geomorphology*, 77, 249-269.
- Jansson R., Backx H., Boulton A.J., Dixon M., Dudgeon D., Hughes F.M.R., Nakamura K., Stanley E.H. & Tockner K. (2005).** Stating mechanisms and refining criteria for ecologically successful river restoration: a comment on Palmer et al. (2005). *Journal of Applied Ecology*, 42, 218-222.
- Jugaru Tiron L., Le Coz J., Provansal M., Panin N., Raccasi G., Dramais G. & Dussouillez P. (2009).** Flow and sediment processes in a cutoff meander of the Danube Delta during episodic flooding. *Geomorphology*, 106, 186-197.
- Julien P.Y., Shah-Fairbank S.C. & Kim J. (2008).** *Restoration of abandoned channels*. Rapport de recherche, Colorado State University, 38 p.
- Junk W.J., Bayley P.B. & Sparks R.E. (1989).** The food pulse concept in river-floodplain systems. *Canadian Special Publications in Fisheries and Aquatic Sciences*, 106, 110-127.
- Keruzoré A.A., Willby N. & Gilvear D. (2013).** The role of lateral connectivity in the maintenance of macrophyte diversity and production in large rivers. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 23, 301-315.
- Kleinhans M.G. (2010).** Sorting out river channel patterns. *Progress in Physical Geography*, 34, 287-326.
- Kleinhans M.G. & van den Berg J.H. (2011).** River channel and bar patterns explained and predicted by an empirical and a physics-based method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 721-738.
- Kleinhans M.G., Ferguson R.I., Lane S.N. & Hardy R.J. (2013).** Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 47-61.
- Klingeman P.C., Bravard J.-P. & Giuliani Y. (1994).** Les impacts morphodynamiques sur un cours d'eau soumis à un aménagement hydroélectrique à dérivation. *Revue de géographie de Lyon*, 69, 73-87.

- Klingeman P.C., Bravard J.-P., Giuliani Y., Olivier J.-M. & Pautou G. (1998).** Hydropower reach by-passing and dewatering impacts in gravel-bed rivers. In : *Gravel Bed Rivers in the Environment* (Eds. P.C. Klingeman, R. Beschta, P. Komar, J. Bradley), pp. 313-344. Water Resources Publications, Littleton.
- Knighton D. (1998).** *Fluvial forms and processes: a new perspective*. Second edition, Arnold, London, 383 p.
- Kondolf G.M. & Micheli E.R. (1995).** Evaluating stream restoration projects. *Environmental Management*, 19, 1-15.
- Kondolf G.M. & Downs P.W. (1996).** Catchment approach to channel restoration. In : *River channel restoration* (Eds. A. Brookes & F.D. Jr Shields), pp. 129-148. John Wiley & Sons, Chichester.
- Kondolf G.M. (1997).** Hungry water: effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental management*, 21, 533-551.
- Kondolf G.M., Boulton A.J., O'Daniel S., Poole G.C., Rahel F.J., Stanley E.H., Wohl A., Bang A., Carlstrom J., Cristoni C., Huber H., Koljonen S., Louhi P. & Nakamura K. (2006).** Process-based ecological river restoration: visualizing three-dimensional connectivity and dynamic vectors to recover lost linkages. *Ecology and Society*, 11, [en ligne].
- Kondolf G.M. & Stillwater Sciences (2007).** Sacramento River Ecological Flows Study: Off-Channel Habitat Study Results. Rapport de recherche, The Nature Conservancy, Chico, 190 p.
- Kondolf G.M. (2011).** Setting Goals in River Restoration: When and Where Can the River "Heal Itself"? In : *Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Scientific Approaches, Analyses, and Tools* (Eds. A. Simon, S.J. Bennett & Castro J.M.), pp. 29-43. Geophysical Monograph Series, Vol. 194, American Geophysical Union, Washington DC.
- Krapesch G., Tritthart M. & Habersack H. (2009).** A model-based analysis of meander restoration. *River research and applications*, 25, 593-606.
- Lajeunesse E., Malverti L., & Charru F. (2010).** Bed load transport in turbulent flow at the grain scale: Experiments and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 115, DOI : 10.1029/2009JF001628.
- Lamoureux N., Doutriaux E., Terrier C. & Zylberblat M. (1999).** Modélisation des impacts de la gestion des débits réservés du Rhône sur les peuplements piscicoles. *Bulletin Français de la Pêche et de la Pisciculture*, 352, 45-61.
- Lamoureux N., Olivier J.-M., Capra H., Zylberblat M., Chandresris A. & Roger P. (2006).** Fish community changes after minimum flow increase: testing quantitative predictions in the Rhône River at Pierre-Bénite, France. *Freshwater Biology*, 51, 1730-1743.
- Lamoureux N. & Olivier J.-M. (2015).** Testing predictions of changes in fish abundance and community structure after flow restoration in four reaches of a large river (French Rhône). *Freshwater Biology*, 60, 1118-1130.
- Lamoureux N., Gore J.A., Lepori F. & Statzner B. (2015).** The ecological restoration of large rivers needs science-based, predictive tools meeting public expectations: an overview of the Rhône project. *Freshwater Biology*, 60, 1069-1084.
- Lane S.N. & Carbonneau P.E. (2007).** High resolution remote sensing for understanding instream habitat. In : *Hydroecology and Ecohydrology* (Eds. P.E. Wood, D.M. Hannah & J.P. Sadler), pp. 185-204. John Wiley & Sons, Chichester.
- Latrubesse E.M. (2008).** Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, 101, 130-145.
- Lave R. (2009).** The Controversy Over Natural Channel Design: Substantive Explanations and Potential Avenues for Resolution. *Journal of the American Water Resources Association*, 45, 1519-1532.
- Le Coz J. (2007).** *Fonctionnement hydro-sédimentaire des bras morts de rivière alluviale*. Thèse de doctorat, Ecole centrale de Lyon, 280 p.
- Le Coz J., Michalková M., Hauet A., Comaj M., Dramais G., Holubova K., Piégay H. & Paquier A. (2010).** Morphodynamics of the exit of a cutoff meander: experimental findings from field and laboratory studies. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 249-261.
- Legleiter C.J., Roberts D.A., Marcus W.A. & Fonstad M.A. (2004).** Passive optical remote sensing of river channel morphology and instream habitat: physical basis and feasibility. *Remote Sensing of Environment*, 93, 493-510.

- Legleiter C.J., Roberts D.A. & Lawrence R.L. (2009).** Spectrally based remote sensing of river bathymetry. *Earth Surface Processes & Landforms*, 34, 1039-1059.
- Lejot J., Delacourt C., Piégay H., Trémélo M.-L. & Fournier T. (2007).** Very high spatial resolution imagery for reconstructing channel bathymetry and topography from an unmanned controlled platform. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1705-1725.
- Lejot J. (2008).** Suivi des formes fluviales par télédétection à très haute résolution. Application aux programmes de restauration de la basse vallée de l'Ain et du Haut-Rhône (Chautagne). Thèse de géographie, Université de Lyon, 257 p.
- Lejot J., Piégay H., Hunter P.D., Moulin B. & Gagnage M. (2011).** Characterisation of alluvial plains by remote sensing: case studies and current stakes. *Géomorphologie, relief, processus et environnement*, 2, 157-172.
- Leopold L. & Wolman M. (1957).** River channel patterns: braided, meandering and straight. United States Geological Survey Professional Paper 282B, 39-85.
- Lewin J. (1978).** Floodplain geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 2, 408-437.
- Lewin J. & Ashworth P.J. (2014).** The negative relief of large river floodplains. *Earth-Science Reviews*, 129, 1-23.
- Lewis G.W. & Lewin J. (1983).** Alluvial Cutoffs in Wales and the Borderlands. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 6, 145-154.
- Liébault F. (2003).** *Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies)*. Thèse de doctorat, Université Lumière Lyon 2, 352 p.
- Lizotte R.E., Shields F.D. Jr, Knight S.S., Cooper C.M., Testa S. & Bryant C.T. (2012).** Effects of artificial flooding on water quality of a floodplain backwater. *River Research and Applications*, 28, 1644-1657.
- Lyzenga D.R. (1978).** Passive remote-sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Applied Optics*, 17, 379-383.
- Makaske B. (2001).** Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, 53, 149-196.
- Mandier P. (1984).** *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au tertiaire et au quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique*. Thèse d'Etat, Université Lyon 2, 653 p.
- Marcus W.A., Legleiter C.J., Aspinall R.J., Boardman J.W. & Crabtree R.L. (2003).** High spatial resolution hyperspectral mapping of in-stream habitats, depths, and woody debris in mountain streams. *Geomorphology*, 55, 363-380.
- Marcus W.A. & Fonstad M.A. (2008).** Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 4-24.
- Marcus W.A. & Fonstad M.A. (2010).** Remote sensing of rivers: the emergence of a subdiscipline in the river sciences. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1867-1872.
- Maritorena S., Morel A. & Gentili B. (1994).** Diffuse reflectance of oceanic shallow waters: influence of water depth and bottom albedo. *Limnology and Oceanography*, 39, 1689-1703.
- Marston R.A., Girel J., Pautou G., Piégay H., Bravard J.-P. & Arneson C. (1995).** Channel metamorphosis, floodplain disturbance, and vegetation development: Ain River, France. *Geomorphology*, 13, 121-131.
- Martinez J.M., Guyot J.L., Filizola N. & Sondag F. (2009).** Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79, 257-264.
- Masson A.-L., Wirz C. & Moiroud C. (2015).** *Hydro-ecological restoration of the alluvial margins along the Rhone river: contribution of hydraulic modelling to the design process*. Communication orale, I.S.Rivers - Recherches et actions au service des fleuves et grandes rivières, 22-26 juin 2015, Lyon.
- MEA (2005).** *Ecosystems and human well-being: wetlands and water*. World Resources Institute, Washington, 68 p.
- Mérigoux S., Lamouroux N., Olivier J.-M. & Doledec S. (2009).** Invertebrate hydraulic preferences and predicted impacts of changes in discharge in a large river. *Freshwater Biology*, 54, 1343-1356.
- Mérigoux S., Forcellini M., Dessaix J., Fruget J.-F., Lamouroux N. & Statzner B. (2015).** Testing predictions of changes in benthic invertebrate abundance and community structure after flow restoration in a large river (French Rhône). *Freshwater Biology*, 60, 1104-1117.

- Merwade V. (2009).** Effect of spatial trends on interpolation of river bathymetry. *Journal of Hydrology*, 371, 169-181.
- Meyer A., Combroux I., Schmitt L. & Trémolières M. (2013).** Vegetation dynamics in side-channels reconnected to the Rhine River: what are the main factors controlling communities trajectories after restoration? *Hydrobiologia*, 714, 35-47.
- Michalková M., Piégay H., Kondolf G.M. & Greco S.E. (2011).** Lateral erosion of the Sacramento River, California (1942-1999), and responses of channel and floodplain lake to human influences. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 257-272.
- Mitsch W.J. & Gosselink J.G. (2007).** *Wetlands*, Quatrième édition, Wiley, Oxford, 600 p.
- Moiroud C. & Zylberblat M. (2006).** Les îlots du Rhône : de l'entretien à la réhabilitation. *Zones Humides Infos*, 51-52, 13-14.
- Montgomery D.R. & Buffington J.M. (1998).** Channel processes, classification, and response. In : *River Ecology and Management.-Lessons from the Pacific Coastal Ecoregion* (Eds. R. Naiman, R.E. Bibby, S. Kantor), pp. 13-42. Springer-Verlag, New York.
- Morandi B. (2014).** *La restauration des cours d'eau en France et à l'étranger: de la définition du concept à l'évaluation de l'action. Eléments de recherche applicables.* Thèse de doctorat, Ecole Normale Supérieure de Lyon, 430 p.
- Moussa J. (1946).** L'état actuel du lit du Rhône en aval de Lyon: les conditions qu'il offre à la navigation. *Les Études rhodaniennes*, 21, 77-86.
- Naiman R.J., Décamps H. & Pollock M. (1993).** The role of riparian corridors in maintaining regional biodiversity. *Ecological Applications*, 3, 209-212.
- Nakamura F., Ishiyama N, Sueyoshi M., Negishi J.N. & Akasaka T. (2014).** The significance of meander restoration for the hydrogeomorphology and recovery of wetland organisms in the Kushiro River, a lowland river in Japan. *Restoration ecology*, 22, 544-554.
- Nanson G.C. & Croke J.C. (1992).** A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4, 459-486.
- Nanson G.C. & Knighton A.D. (1996).** Anabranching rivers: their cause, character and classification. *Earth surface processes and landforms*, 21, 217-239.
- Nicholas A.P. & Mitchell C.A. (2003).** Numerical simulation of overbank processes in topographically complex floodplain environments. *Hydrological Processes*, 17, 727-746.
- Nicolas Y. & Pont D. (1997).** Hydrosedimentary classification of natural and engineered backwaters of a large river, the lower Rhône: possible applications for the maintenance of high fish biodiversity. *Regulated Rivers: Research & Management*, 13, 417-431.
- Olivier J.-M., Carrel G., Lamouroux N., Dole-Olivier M.-J., Malard F., Bravard J.-P. & Amoros C. (2009).** The Rhône river basin. In : *Rivers of Europe* (Eds. C. Robinson, U. Uehlinger & K. Tockner), pp. 247-295. Elsevier, San Diego.
- Olivier J.-M., Lamouroux N., Camenen B., Castella E., Clémens A., Dolédec S., Forcellini M., Piégay H., Riquier J. & Rosset V. (2013).** *RhôneEco (1998-2018). Suivi écologique de la restauration du Rhône. Bilan et Proposition technique pour la période 2014-2018.* Rapport de recherche, ZABR, Lyon, 9 p.
- Olivier J.-M., Lamouroux N., Béguin O., Besacier-Monbertrand A.L., Castella E., Doédec S., Forcellini M., Hug Peter D., Mayor H., McCrae D., Mérigoux S., Paillex A., Piégay H., Riquier J. & Vaudor L. (2014).** *Suivi scientifique du programme de restauration hydraulique et écologique du Rhône. Un observatoire dynamique de l'état écologique du fleuve. Synthèse.* Rapport de recherche, ZABR, 27 p. + annexes 61 p.
- Ollivier P., Hamelin B. & Radakovitch O. (2010).** Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 907-927.
- Paillex A., Castella E. & Carron G. (2007).** Aquatic macroinvertebrate response along a gradient of lateral connectivity in river floodplain channels. *Journal of the North American Benthological Society*, 26, 779-796.
- Paillex A., Castella E., zu Ermgassen P.S.E & Aldridge D.C. (2015).** Testing prediction of changes in alien and native macroinvertebrate communities and their interaction after the restoration of large river floodplain (French Rhône). *Freshwater Biology*, 60, 1162-1175.
- Palmer M., Allan J.D., Meyer J. & Bernhardt E.S. (2007).** River restoration in the twenty-first century: Data and experiential knowledge to inform future efforts. *Restoration Ecology*, 15, 472-481.

- Pardé M. (1925).** *Le Régime du Rhône : étude hydrologique*. Imprimerie Allier père et fils, Grenoble, 2 vol., 887 p. + 440 p.
- Parrot E. (2015).** *Analyse spatiale et temporelle de la morphologie du chenal du Rhône du Léman à la Méditerranée (Titre provisoire)*. Thèse de Doctorat, Université Jean Moulin Lyon 3.
- Pautou G., Girel J. & Borel J.-L. (1992).** Initial repercussions and hydroelectric developments in the French Upper Rhone Valley: a lesson for predictive scenarios propositions. *Environmental Management*, 16, 231-242.
- Persat H., Olivier J.-M. & Bravard J.-P. (1995).** Stream riparian management of large braided Mid-European rivers, and consequences for fish. In : *Condition of the World's Aquatic Habitats* (Ed. N.B. Armantrout), pp. 139-169. Proceedings of the World Fisheries Congress, Theme 1, Oxford and IBH Publishing Co. Pvt. Ltd., New Delhi.
- Pess G.R., Morley S.A., Hall J.L. & Timm R.K. (2005).** Monitoring floodplain restoration. In : *Monitoring stream and watershed restoration* (Ed. P. Roni), pp. 127-166. American Fisheries Society, Bethesda.
- Petts G.E. (1979).** Complex response of river channel morphology subsequent to reservoir construction. *Progress in Physical Geography*, 3, 329-362.
- Petts G.E. & Amoros C. [Eds.] (1996).** *Fluvial hydrosystems*. Chapman & Hall, London, 322 p.
- Petts G.E., Möller H. & Roux A.-L. [Eds.] (1989).** *Historical Change of Large Alluvial Rivers: Western Europe*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 355 p.
- Piégay H., Foussadier R., Joly P., Pautou G. & Mourier V. (1997).** Principes de réhabilitation des marges du Rhône à partir d'indicateurs géomorphologiques, phyto-écologiques et batrachologiques : le cas du Rhône court-circuité de Pierre-Bénite, *Géocarrefour*, 72, 7-22.
- Piégay H., Citterio A. & Astrade L. (1998).** Ligne de débris ligneux et recoupement de méandres, exemple du site de Mollon sur l'Ain (France), *Zeitschrift für Geomorphologie*, 42, 187-208.
- Piégay H., Bornette G., Citterio A., Hérouin E., Moulin B. & Statiotis C. (2000).** Channel instability as control factor of silting dynamics and vegetation pattern within perfluvial aquatic zones. *Hydrological Processes*, 14, 3011-3029.
- Piégay H., Darby S., Mosselman E. & Surian N. (2005).** A review of techniques available for delimiting the erodible river corridor: a sustainable approach to managing bank erosion. *River Research and Applications*, 21, 773-789.
- Piégay H., Hupp C.R., Citterio A., Dufour S., Moulin B. & Walling D.E. (2008).** Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cutoff channel infill deposits: Ain River, France. *Water Resource Research*, 44, W05420. DOI : 10.1029/2006WR005260.
- Poinsart D. (1992).** *Effets des aménagements fluviaux sur les débits liquides et solides. L'exemple du Rhône dans les plaines de Miribel-Jonage et Donzère-Mondragon*. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, Université Lyon 3, 501 p.
- Poinsart D. & Salvador P.-G. (1993).** *Histoire de l'endiguement du Rhône à l'aval de Lyon (XIXe siècle)*. In : Actes du colloques "Le fleuve et ses métamorphoses", Lyon, 13-15 mai 1992, pp. 299-313.
- Pont D. (1997).** Les débits solides du Rhône à proximité de son embouchure: données récentes (1994-1995). *Revue de géographie de Lyon*, 72, 23-33.
- Provansal M. & Bravard J.-P. (2009).** Le croisement d'approches naturalistes et historiques dans l'étude de l'histoire des fleuves : le cas du Rhône français. In : *Le Rhône: Dynamique, Histoire et Société* (Eds. E. Reynard, M. Evéquozy-Dayen & P. Dubuis), pp. 75-102. Cahiers de Vallesia n°21, Archives de l'Etat du Valais, Sion.
- Provansal M., Dufour S., Raccasi G., Monaco M. & Robresco S. (2012).** La réhabilitation des marges fluviales, quel intérêt, quelles contraintes ? Le cas des annexes fluviales du Rhône aval. *Méditerranée*, 118, 85-94.
- Rapp C.F. & Abbe T.B. (2003).** *A framework for delineating channel migration zones*. Rapport de recherche, Washington State Department of Ecology, Washington State Department of Transportation, 66 p.
- R Core Team (2013-2015).** R: a language and environment for statistical computing. *R Foundation for Statistical Computing*.
- Reckendorfer W., Funk A., Gschöpf C., Hein T. & Schiemer F. (2013).** Aquatic ecosystem functions of an isolated floodplain and their implications for flood retention and management. *Journal of Applied Ecology*, 50, 119-128.

- Reynard E., Arnaud-Fassetta G., Laigre L. & Schoeneich P. (2009).** Le Rhône alpin vu sous l'angle de la géomorphologie : état des lieux. In : *Le Rhône: Dynamique, Histoire et Société* (Eds. E. Reynard, M. Evéquo-Dayen & P. Dubuis), pp. 75-102. Cahiers de Vallesia n°21, Archives de l'Etat du Valais, Sion.
- Richter B.D. & Thomas G.A. (2007).** Restoring environmental flows by modifying dam operations. *Ecology and society*, 12, [en ligne].
- Rohde S., Hostmann M., Peter A. & Ewald K.C. (2006).** Room for rivers: An integrative search strategy for floodplain restoration. *Landscape and Urban Planning*, 78, 50-70.
- Roni P., Beechie T.J., Bilby R.E., Leonetti F.E., Pollock M.M. & Pess G. R. (2002).** A review of stream restoration techniques and a hierarchical strategy for prioritizing restoration in Pacific Northwest watersheds. *North American Journal of Fisheries Management*, 22, 1-20.
- Roni P. & Beechie T. [Eds.] (2013).** *Stream and watershed restoration: a guide to restoring riverine processes and habitats*. Wiley-Blackwell, Oxford. 300 p.
- Rosenfeld J.S., Raeburn E., Carrier P.C. & Johnson R. (2008).** Effects of side channel structure on productivity of floodplain habitats for juvenile Coho Salmon. *North American Journal of Fisheries Management*, 28, 1108-1119.
- Rosgen D.L. (1994).** A classification of natural rivers. *Catena*, 22, 169-199.
- Rosgen D.L. (2008).** Discussion - "Critical Evaluation of How the Rosgen Classification and Associated 'Natural Channel Design' Methods Fail to Integrate and Quantify Fluvial Processes and Channel Response" by A. Simon M. Doyle, G.M. Kondolf, F.D. Jr Shields, B. Rhoads & M. McPhillips. *Journal of the American Water Resources Association*, 44, 782-792.
- Rostan J.-C., Amoros C. & Juget J. (1987).** The organic content of the surficial sediment: a method for the study of ecosystems development in abandoned river channels. *Hydrobiologia*, 148, 45-62.
- Rostan J.-C., Juget J. & Brun A.-M. (1997).** Sedimentation rates measurements in former channels of the upper Rhone river using Chernobyl ¹³⁷Cs and ¹³⁴Cs as tracers. *Science of the Total Environment*, 193, 251-262.
- Roux A.-L. [Ed.] (1982a).** *Cartographie polythématique appliquée à la gestion écologique des eaux. Étude d'un hydrosystème fluvial : le Haut-Rhône français*. CNRS, Lyon, 116 p.
- Roux A.-L. (1982b).** Le Haut-Rhône français: lieu privilégié d'une recherche interdisciplinaire sur la gestion écologique des ressources en eau. *Revue de géographie de Lyon*, 57, 5-6.
- Roux A.-L., Bravard J.-P., Amoros A. & Pautou G. (1989).** Ecological changes of the French Upper Rhône River since 1750. In : *Historical change of large alluvial rivers: Western Europe* (Eds. G.E. Petts, H. Möller & A.-L. Roux), pp. 323-350. John Wiley & Sons, Chichester.
- Rowland J.C., Lepper K., Dietrich W.E., Wilson C.J. & Sheldon R. (2005).** Tie channel sedimentation rates, oxbow formation age and channel migration rate from optically stimulated luminescence (OSL) analysis of floodplain deposits. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 1161-1179.
- Sadler P.M. (1981).** Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections, *Journal of Geology*, 89, 569-84.
- Sadler P.M. (1999).** The influence of hiatuses on sediment accumulation rates. In : *On the Determination of Sediment Accumulation Rates* (Eds. P. Bruns & H.C. Hass), pp. 15-40. *GeoResearch Forum*, 5, Trans Tech Publications, Zurich.
- Salvador P.-G. (1991).** Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère : Bassin de Malville et Ombilic de Moirans (Bas-Dauphiné). Thèse de doctorat, Université Jean Moulin Lyon 3, 498 p.
- Salvador P.-G. & Bergé J.-F. (2014).** The evolution of the Rhone River in the Basses Terres basin during the Holocene (Alpine foothills, France). *Geomorphology*, 204, 71-85.
- Schiemer F., Baumgartner C. & Tockner K. (1999).** Restoration of floodplain rivers: The "Danube restoration project". *Regulated Rivers: Research & Management*, 15, 231-244.
- Schiemer F., Hein T. & Reckendorfer W. (2007).** Ecohydrology, key-concept for large river restoration. *Ecohydrology & Hydrobiology*, 7, 101-111.

- Schmitt L., Lebeau M., Trémolières M., Defraeye S., Coli C., Denny E., Dillinger M., Beck T., Dor J.-C., Gombert P., Gueidan A., Manne S., Party J.-P., Perrotey P., Piquette M., Roeck U., Schinitzler A., Sonnet O., Vacher J.-P., Vauclin V., Weiss M., Zacher J.-N. & Wilms P. (2009). Le "Polder" d'Erstein : objectifs, aménagements et retour d'expérience sur cinq ans de fonctionnement et de suivi scientifique environnemental (Rhin, France). *Ingénieries Eau-Agriculture-Territoires*, N° Spécial, 67-84.
- Schmutz S., Kremser H., Melcher A., Jungwirth M., Muhar S., Waidbacher H., & Zauner G. (2014). Ecological effects of rehabilitation measures at the Austrian Danube: a meta-analysis of fish assemblages. *Hydrobiologia*, 729, 49-60.
- Schumer R. & Jerolmack D. J. (2009). Real and apparent changes in sediment deposition rates through time. *Journal of Geophysical Research*, 114, DOI : 10.1029/2009JF001266.
- Schumm S.A. (1969). River metamorphosis. *Journal of the Hydraulics division*, 95, 255-274.
- Schumm S.A. (1977). *The fluvial system*, John Wiley & Sons, New-York, 338 p.
- Schumm S.A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 13, 5-27.
- Shields F.D. Jr. & Abt S.R. (1989). Sediment deposition in cutoff meander bends and implications for effective management. *Regulated Rivers: Research & Management*, 4, 381-396.
- Shields F.D. Jr., Knight S.S., Stofleth J.M. & Wren D.G. (2009). Towards a basis for designing backwater and side channel restorations. In : *Proceedings of the International Association for Hydraulic Research 33rd Congress*, pp. 5710-5717. IAHR, Madrid.
- Shields, F.D. Jr., Knight S.S., Lizotte R.Jr. & Wren D.G. (2011). Connectivity and variability: Metrics for riverine floodplain backwater rehabilitation, In : *Stream Restoration in Dynamic Fluvial Systems: Scientific Approaches, Analyses, and Tools* (Eds. A. Simon, S. J. Bennett & J.M. Castro), pp. 233-246. American Geophysical Union, Washington D.C.
- Slingerland R. & Smith N. (2004). River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 32, 257-85.
- Smith M., Chandler J. & Rose J. (2009). High spatial resolution data acquisition for the geosciences: kite aerial photography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 155-161.
- Simon A., Doyle M., Kondolf G.M, Shields F.D. Jr, Rhoads B. & McPhillips M. (2007). Critical Evaluation of How the Rosgen Classification and Associated "Natural Channel Design" Methods Fail to Integrate and Quantify Fluvial Processes and Channel Response. *Journal of the American Water Resources Association*, 43, 1117-1131.
- Simons J.H.E.J., Bakker C., Schropp M.H.I., Jans L.H., Kok F.R. & Grift R.E. (2001). Man-made secondary channels along the River Rhine (The Netherlands); results of post-project monitoring. *Regulated Rivers: Research & Management*, 17, 473-491.
- Singer M.B., Piégay H., Sargeant C., Riquier J., Wilson R.J.S. & Evans C.M. (2014). Floodplain ecohydrology: Climatic, local, and anthropogenic controls on water availability to riparian trees. *Water Resources Research*, 50, 4490-4513.
- Skidmore P., Beechie T., Pess G., Castro J., Cluer B., Thorne C., Shea C. & Chen R. (2013). Developing, designing, and implementing restoration projects. In : *Stream and watershed restoration: a guide to restoring riverine processes and habitats* (Eds. P. Roni , T. Beechie), pp. 215-253. Wiley-Blackwell, Chichester, United Kingdom.
- Stammel B., Cyffka B., Geist J., Müller M., Pander J., Blasch G., Fischer P., Gruppe, A., Haas F., Kilg M., Lang P., Schopf R., Schwab A., Utschik H. & Weißbrod M. (2012). Floodplain restoration on the Upper Danube (Germany) by re-establishing water and sediment dynamics: a scientific monitoring as part of the implementation. *River Systems*, 20, 55-70.
- Stanford J.A., Ward J.V., Liss W.J., Frissell C.A., Williams R.N., Lichatowich J.A. & Coutant C.C. (1996). A general protocol for restoration of regulated rivers. *Regulated Rivers: Research and Management*, 12, 391-413.
- Steiger J., Tabacchi E., Dufour S., Corenblit D. & Peiry J.-L. (2005). Hydrogeomorphic processes affecting riparian habitat within alluvial channel-floodplain river systems: a review for the temperate zone. *River Research and Applications*, 21, 719-738.

- Stella J.C., Hayden M.K., Battles J.J., Piégay H., Dufour S. & Fremier A.K. (2011).** The role of abandoned channels as refugia for sustaining pioneer riparian forest ecosystems. *Ecosystems*, 14, 776-790.
- Stroffeck S., Amoros C. & Zylberblat M. (1996).** La logique de réhabilitation physique appliquée à un grand fleuve : le Rhône. *Revue de Géographie de Lyon*, 71, 287-296.
- Suding K.N. (2011).** Toward an era of restoration in ecology: successes, failures, and opportunities ahead. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 42, 465-487.
- Surian N. & Rinaldi M. (2003).** Morphological response to river engineering and management in alluvial channels in Italy. *Geomorphology*, 50, 307-326.
- Tamminga A., Hugenholtz C., Eaton B. & Lapointe M. (2014).** Hyperspatial remote sensing of channel reach morphology and hydraulic fish habitat using an unmanned aerial vehicle (UAV): A first assessment in the context of river research and management. *River Research and Applications*, DOI : 10.1002/rra.2743.
- Theiling C.H. (1995).** Habitat rehabilitation on the upper Mississippi River. *Regulated Rivers: Research & Management*, 11, 227-238.
- Thorp J.H., Thoms M.C. & Delong M.D. (2010).** *The Riverine Ecosystem Synthesis. Towards Conceptual Cohesiveness in River Science*. Elsevier, London, 208 p.
- Tockner K. & Schiemer F. (1997).** Ecological aspects of the restoration strategy for a river-floodplain system on the Danube River in Austria. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 6, 321-329.
- Tockner K., Schiemer F. & Ward J.V. (1998).** Conservation by restoration: The management concept for a river-floodplain system on the Danube River in Austria. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 8, 71-86.
- Tockner K., Schiemer F., Baumgartner C., Kum G., Weigand E., Zweimüller I. & Ward J.V. (1999).** The Danube restoration project: species diversity patterns across connectivity gradients in the floodplain system. *Regulated Rivers: Research & Management*, 15, 245-258.
- Tockner K., Malard F. & Ward J.V. (2000).** An extension of the flood pulse concept. *Hydrological Processes*, 14, 2861-2883.
- Tockner K. & Stanford J.A. (2002).** Riverine flood plains: present state and future trends. *Environmental Conservation*, 29, 308-330.
- Toonen W.H.J., Kleinhans M.G. & Cohen K.M. (2012).** Sedimentary architecture of abandoned channel fills. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 459-472.
- Tricart J. & Bravard J.-P. (1991).** Le cours périalpin du Rhin, du Rhône et du Danube : aménagement fluvial et dérives de l'environnement. *Annales de Géographie*, 561-562, 668-713.
- Vericat D., Brasington J., Wheaton J. & Cowie M. (2009).** Accuracy assessment of aerial photographs acquiring using lighter-than-air blimps: low cost tools for mapping river corridors. *River Research and Applications*, 25, 985-1000.
- Vivian H. (1989).** Hydrological changes of the Rhône River. In : *Historical change of large alluvial rivers: Western Europe* (Eds. G.E. Petts, H. Möller & A.-L. Roux), pp. 55-77. John Wiley & Sons, Chichester.
- Walling D.E. & He Q. (1998).** The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. *Geomorphology*, 24, 209-223.
- Wang Z.Y., Wu B. & Wang G. (2007).** Fluvial processes and morphological response in the Yellow and Weihe Rivers to closure and operation of Sanmenxia Dam. *Geomorphology*, 91, 65-79.
- Ward J.V. (1989).** The four-dimensional nature of lotic ecosystems. *Journal of the North American Benthological Society*, 2-8.
- Ward J.V. & Stanford J.A. (1995a).** Ecological connectivity in alluvial river ecosystems and its disruption by flow regulation. *Regulated Rivers: Research and Management*, 11, 105-119.
- Ward J.V. & Stanford J.A. (1995b).** The serial discontinuity concept: extending the model to floodplain rivers. *Regulated Rivers: Research & Management*, 10, 159-168.
- Ward J.V., Tockner K. & Schiemer F. (1999).** Biodiversity of floodplain river ecosystems: ecotones and connectivity. *Regulated Rivers: Research and Management*, 15, 125-139.
- Ward J.V. & Tockner K. (2001).** Biodiversity: towards a unifying theme for river ecology. *Freshwater Biology*, 46, 807-819.

- Ward J.V., Tockner K., Arscott D.B. & Claret C. (2002).** Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology*, 47, 517-539.
- Welti N., Bondar-Kunze E., Singer G., Tritthart M., Zechmeister-Boltenstern S., Hein T. & Pinay G. (2012).** Large-scale controls on potential respiration and denitrification in riverine floodplains. *Ecological Engineering*, 42, 73-84.
- Wentworth C.K. (1922).** A scale of grade and class terms for clastic sediments, *Journal of Geology*, 30, 377-392.
- Westaway R.M., Lane S.N. & Hicks D.M. (2003).** Remote survey of large-scale braided, gravel-bed rivers using digital photogrammetry and image analysis. *International Journal Remote Sensing*, 24, 795-815.
- Winterbottom S.J. & Gilvear D.J. (1997).** Quantification of channel bed morphology in gravel-bed rivers using airborne multispectral imagery and aerial photography. *Regulated Rivers: Research & Management*, 13, 489-499.
- Wohl E., Angermeier P.L., Bledsoe B., Kondolf G.M., MacDonnell L., Merritt D.M., Palmer M.A., Poff N.L. & Tarboton D., 2005.** River restoration, *Water Resources Research*, Vol. 41, W10301, DOI : 10.1029/2005WR003985.
- Woolsey S., Capelli F., Gonser T., Hoehn E., Hostmann M., Junker B., Paetzold A., Roulier C., Schweizer S., Tiegs S.D., Tockner K., Weber C. & Peter A. (2007).** A strategy to assess river restoration success. *Freshwater Biology*, 52, 752-769.
- Zylberblat M., Roche P. & Pautrat P. (2011).** Le rétablissement de l'axe de migration sur le Rhône: une stratégie partagée. *La Houille Blanche*, 6, 22-27.

Table des illustrations

Chapitre 1 :

Figure 1.1. Schéma conceptuel des principales interactions entre variables hiérarchisées du système fluvial contrôlant les flux (hydrodynamique) et les formes (morphodynamique)...	- 17 -
Figure 1.2. Diversité des morphologies pouvant être adoptées par les chenaux alluviaux et principales caractéristiques physiques associées.....	- 18 -
Figure 1.3. Organisation hiérarchisée des hydrosystèmes fluviaux et relation aux temps et à l'espace des différentes unités.	- 22 -
Figure 1.4. Représentation schématique du concept d'hydrosystème fluvial au sein du système fluvial.	- 23 -
Figure 1.5. Principaux types de recoupements des cours actifs méandriformes.	- 25 -
Figure 1.6. Mécanismes de créations de ces chenaux de rivière en tresses.....	- 27 -
Figure 1.7. Mécanismes hydrodynamiques menant à la mise en place progressive d'un bouchon alluvial à l'aval d'un bras mort.....	- 29 -
Figure 1.8. Modèle statistique des taux de sédimentation moyens selon les fréquences de débordement amont et aval.	- 33 -
Figure 1.9. Illustration de l'influence des apports phréatiques sur les entrées de MES lors d'une crue.....	- 35 -
Figure 1.10. Illustration schématique de l'ajustement théorique de la trajectoire des bras morts en termes d'atterrissement et d'évolution conjointe de la connectivité hydrologique.	- 38 -
Figure 1.11. Exemples de distribution de la diversité spécifique α en fonction de la connectivité hydrologique permanente de surface entre des chenaux latéraux et le chenal principal du Danube, en Autriche.	- 40 -
Figure 1.12. Principales répercussions biophysiques des barrages et de l'endiguement du lit mineur des cours d'eau de plaine.....	- 42 -
Table 1.3. Terminologie communément utilisée pour désigner les actions de restauration et définitions associées.....	- 43 -
Figure 1.13. Les principes de réversibilité des processus et de résilience vus sous le prisme des concepts d'équilibre dynamique et de trajectoire : application à la définition d'un état de référence en restauration.	- 44 -
Figure 1.14. Illustration de l'intérêt des procédures de suivi et d'évaluation des projets de restauration pour la mise en place de mesures correctives aux différentes étapes du projet.	- 49 -
Table 1.1. Quelques exemples de taux de sédimentation mesurés dans des chenaux latéraux de diverses rivières à l'échelle mondiale.....	- 31 -
Table 1.2. Estimation de la durée de vie potentielle des bras morts, à un instant donné, reposant sur un diagnostic écologique.....	- 37 -

Chapitre 2 :

Figure 2.1. Cadre physique général du bassin rhodanien	- 54 -
Figure 2.2. Etat de l'endiguement du Rhône en 1891 entre Grigny et Ternay (tronçon de Pierre-Bénite).	- 59 -
Figure 2.3. Le système en dérivation.	- 60 -
Figure 2.4. Modèle synthétique des interactions entre la dynamique fluviale et les sociétés à l'origine des modifications écologiques des tronçons court-circuités du Rhône, depuis le Petit Age Glaciaire à aujourd'hui	- 64 -
Figure 2.5. Localisation des stations hydrométriques utilisées et des bras suivis	- 74 -
Figure 2.6. Exemple de techniques de génie civil et de génie végétal mises en œuvre pour la restauration des bras	- 75 -
Figure 2.7. Mesures des épaisseurs de lames d'eau et des dépôts d'alluvions fines à l'aide d'une perche graduée et illustration du protocole retenu.	- 79 -
Figure 2.8. Illustration du protocole retenu pour la réalisation des prélèvements de sédiments fins à l'aide d'une benne d'Eckmann.	- 79 -
Figure 2.9. Moyens techniques mis en œuvre pour l'acquisition d'images à très haute résolution spatiale de la zone aquatique de la lône de la Malourdie (vieux-Rhône de Chautagne).....	- 82 -
Figure 2.10. Suivi automatisé et continu des hauteurs d'eau dans les bras morts à partir des sondes Divers®.....	- 85 -
Figure 2.11. Matériel utilisé pour les acquisitions topographiques de précision réalisées sur les bouchons alluviaux et les têtes de puits piézométriques.....	- 87 -
Figure 2.12. Illustration de l'approche analytique développée pour répondre à nos objectifs initiaux et organisation des travaux de recherche.	- 90 -
Table 2.1. Caractéristiques hydrologiques du Rhône et de ses principaux affluents.	- 52 -
Table 2.2. Caractéristiques générales des tronçons fluviaux étudiés.	- 62 -
Table 2.3. Valeurs des débits réservés transitant dans les vieux-Rhône étudiés avant et après restauration.	- 71 -
Table 2.4. Caractéristiques générales des bras étudiés et des actions de restauration	- 73 -
Table 2.5. Synthèse des campagnes de relevés des épaisseurs de fines et des hauteurs d'eau et des prélèvements granulométriques réalisés depuis le début du suivi.....	- 80 -
Table 2.6. Synthèse des chroniques limnimétriques acquises dans le cadre du suivi	- 83 -
Table 2.7. Caractéristiques générale des sondes et de leurs capteurs intégrés utilisés pour le suivi automatisé des niveaux d'eau dans les bras morts.	- 86 -

Chapitre 3 :

Figure 3.1. Daily average discharge in the different reaches after restoration, and identification of major spates.	- 96 -
Figure 3.2. General principle of the method used for acquiring hydrological and hydraulic variables	- 99 -
Figure 3.3. Results of the between-channel PCA.....	- 104 -
Figure 3.4. Results of the within-channel PCA.....	- 105 -
Figure 3.5. Scatter plot of floodplain channels according to their average annual upstream overflow frequency and their maximum hourly total boundary shear stress.	- 107 -
Figure 3.6. Observed time-averaged grain size conditions for the 18 restored floodplain channels vs predicted ones.	- 107 -
Figure 3.7. Observed values of the indirect index of lateral connectivity (as used by hydrobiologists)	- 108 -
Table 3.1. Connectivity type of the floodplain channels before and after restoration and dates of field surveys.....	- 95 -
Table 3.2. General and estimated physical characteristics of restored floodplain channel morphology, hydrology and hydraulics	- 102 -

Chapitre 4 :

Figure 4.1. Daily average discharge in the different reaches from restoration to the last surveys and identification of major flood events	- 119 -
Figure 4.2. Temporal evolution of the statistical distribution of measured fine sediment thickness through time	- 129 -
Figure 4.3. Temporal evolution of the statistical distribution of annual fine sedimentation rates computed in reference to restoration completion dates.....	- 130 -
Figure 4.4. Cumulative fine sediment thickness along each floodplain channel length. ...	- 131 -
Figure 4.5. Cumulative frequency of relative fine sediment thickness measured locally along floodplain channel lengths	- 132 -
Figure 4.6. Results of the between-channel PCA.....	- 134 -
Figure 4.7. Results of the within-channel PCA.....	- 136 -
Figure 4.8. Statistical relationships linking the average fine sediment thickness observed in floodplain channels with the time since restoration according to four different models	- 137 -
Figure 4.9. Predictions of the propensity of floodplain channels to accumulate fine deposits over the post-restoration monitoring period.....	- 141 -
Figure 4.10. Evolution of post-restoration fine sedimentation rates compared with predicted rates according to the model of Citterio & Piégay (2009)	- 143 -
Figure 4.11. Temporal extrapolation of statistical relationships linking the average fine sediment thickness observed in floodplain channels with the time span since restoration.	- 145 -
Table 4.1. Overview of reaches, floodplain channels and date of available sediment surveys	- 121 -

Table 4.2. Some post-restoration characteristics of floodplain channels in terms of fine sediment dynamics	- 128 -
Table 4.3. Results of the trend analysis.	- 138 -
Table 4.4. Main physical characteristics of floodplain channel morphology, hydrology and hydraulics.	- 140 -
Table 4.5. Characterisation of fine sedimentation in floodplain channels before restoration.	- 142 -

Chapitre 5 :

Figure 5.1. Location maps of the study area within France and the Rhône River watershed, of the bypassed reach of Chautagne and of the Malourdie restored floodplain channel.	- 159 -
Figure 5.2. Geo-referenced images derived from airborne remote-sensing imagery.	- 163 -
Figure 5.3. Assessment of the ability of power-law decay models to reproduce the evolution of fine sedimentation rates through time in floodplain channels.	- 165 -
Figure 5.4. Raw results of <i>in situ</i> campaigns values.	- 166 -
Figure 5.5. Temporal evolution of longitudinal patterns of terrestrialization and scouring derived from <i>in situ</i> campaigns.	- 167 -
Figure 5.6. Temporal distributions of the residuals of the linear regression performed between annual terrestrialization rates and annual fine sedimentation rates from Oct. 2006 to May 2013.	- 168 -
Figure 5.7. Temporal evolution of the progradation of the upstream alluvial plug.	- 169 -
Figure 5.8. Changes in main channel geometry at the downstream end of the Malourdie backwater and its effects on the waterline.	- 170 -
Figure 5.9. Grain size characteristics of the Malourdie backwaterrain.	- 171 -
Figure 5.10. Hydrological regime of the Malourdie backwater after restoration	- 173 -
Figure 5.11. Modeling of spatial and temporal patterns of fine sedimentation	- 178 -
Figure 5.12. Assessment of the sensitivity of power law trends to the combined effects of the date of observations according to the sub-reach considered.	- 179 -
Figure 5.13. Bathymetric models derived from airborne remotely sensed imagery.	- 181 -
Figure 5.14. Bathymetric maps derived from bathymetric models	- 182 -
Figure 5.15. Maps of changes in water depth during the two studied interperiods.	- 183 -
Figure 5.16. Validation of remotely sensed bathymetric models and sedimentary models.	- 185 -
Figure 5.17. Observed and predicted longitudinal terrestrialization patterns derived from sedimentary models applied on the latest <i>in situ</i> campaign and on the latest bathymetric map.	- 187 -
Figure 5.18. Simulated bathymetric states of the backwater in 2020 and 2030 for a discharge in the bypassed main channel of $50 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	- 188 -
Table 5.1. General characteristics of monitoring campaigns	- 161 -
Table 5.2. Assessment of the persistence of the Malourdie backwater as aquatic habitat.	- 189 -

Chapitre 6 :

Figure 6.1. Illustration de la progradation du bouchon amont sur deux années de la lône des Luisettes dans sa zone aquatique permanente..... - 196 -

Figure 6.2. Atterrissement de Ciselande, ancien chenal secondaire actif permanent, suite à l'érosion du radier naturel qui soutenait la ligne d'eau. - 198 -

Figure 6.3. Arasement de la digue submersible contrôlant la fréquence de connexion amont de la lône de la Platière sur le vieux-Rhône du Péage-de-Roussillon..... - 199 -

Table 6.1. Résumé des types de conditions et de patrons longitudinaux identifiés en termes de granulométrie et de sédimentation fine et estimations de la durée de vie des bras restaurés en tant qu'habitat aquatique..... - 194 -

Table 6.2. Synthèse de nos campagnes de relevés complémentaires réalisées en parallèle de la thèse aujourd'hui disponibles (hauteurs d'eau, épaisseurs des fines et prélèvements granulométriques de surface) - 201 -

Annexes

Annexe 1. Ressources cartographiques supplémentaires

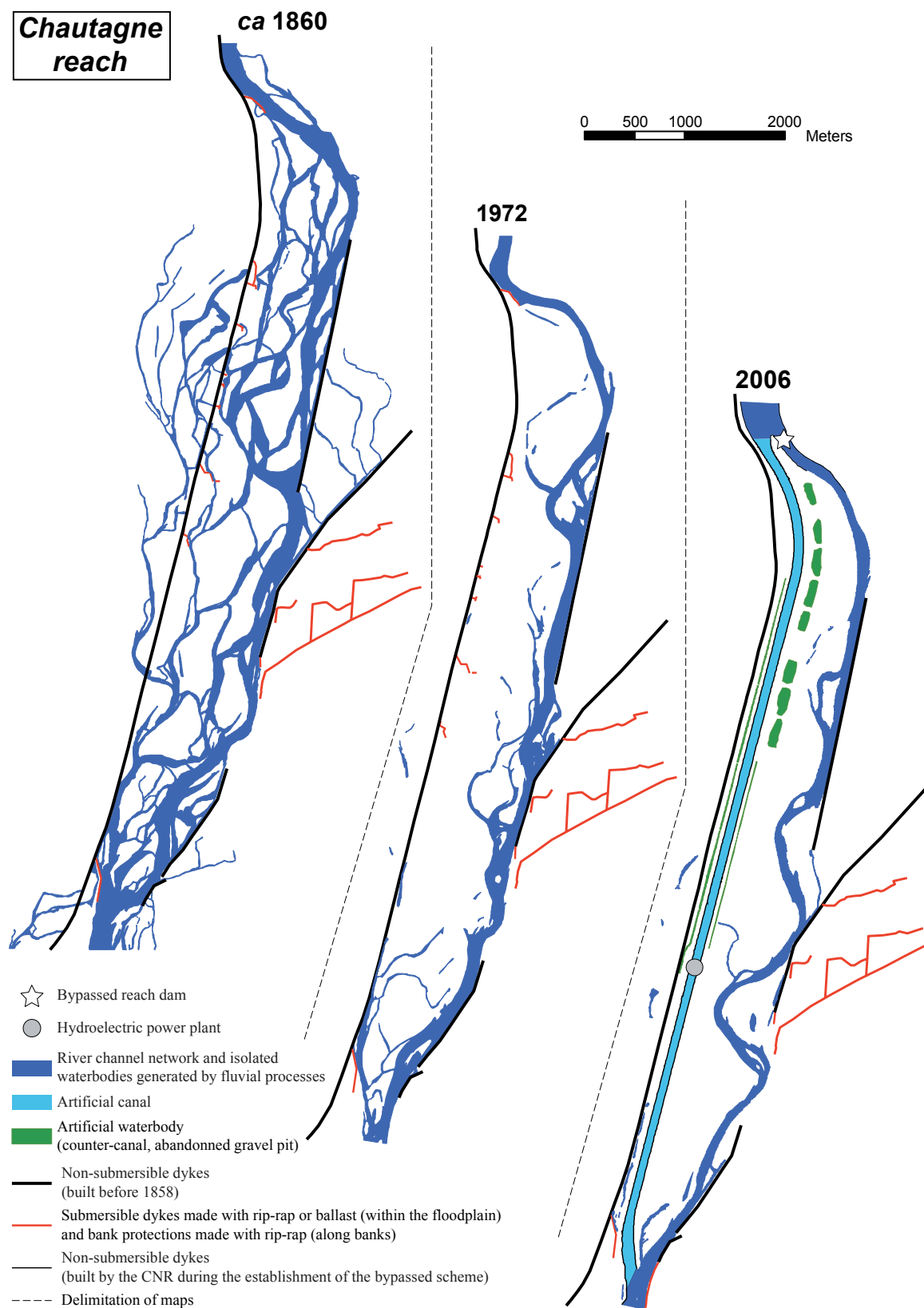
Annexe 1.1. Évolution planimétrique des zones aquatiques sur les tronçons de Chautagne, Belley, Brégnier-Cordon et Pierre-Bénite et recensement (non-exhaustif) des aménagements réalisés (protection de berges, endiguements, équipements hydroélectriques) au fil du temps. Trois états successifs reflétant différentes phases de l'aménagement du fleuve sont présentés pour chaque tronçon. La date de 1860 montre la configuration des tronçons fluviaux à la sortie du Petit Age Glaciaire ainsi que les premiers aménagements réalisés avant la phase de correction stricto sensu (cf. § 1.2.2, Chapitre 2). Une seconde date présente les tronçons quelques années avant la mise en place des court-circuits (8 ans pour Chautagne, 11 ans pour Belley, 13 ans pour Brégnier-Cordon et 12 ans pour Pierre-Bénite). Ces états fournissent également un aperçu "complet" de l'étendue des aménagements de correction fluviale réalisés depuis le XIXe siècle. Une dernière date présente les tronçons dans leur configuration actuelle (2006-2008).

Ressources et méthodes utilisées :

Les zones aquatiques ont été digitalisées à partir des documents géoréférencés suivants : "Carte topographique du cours du Rhône entre le Parc et le pont de Donzère" levée entre 1857 et 1866 par le Service Spécial du Rhône, usuellement désignée comme l'atlas des Ponts et Chaussées de 1860 ; prises de vue aérienne anciennes (IGN©) pour les dates de l'état intermédiaire et BD Ortho® (IGN©) pour l'état contemporain.

Le recensement des aménagements s'appuie en partie sur le travail mené par Gaydou (2013). Les linéaires représentant les ouvrages ont parfois été complétés et/ou modifiés à l'aide de données complémentaires suivantes. Le recensement des aménagements présents en 1860 sont tirés de l'atlas des Ponts et Chaussées. Les aménagements réalisés après 1860 ont été identifiés par photo-interprétation à partir d'un jeu d'images aériennes anciennes géoréférencées pour chaque tronçon nous permettant d'avoir une vision complète des différents tronçons à un pas de temps décennal depuis les premières acquisitions aériennes (1930), de certaines couches vectorielles de la base de données topographique du Rhône (IGN©) et des modèles numériques de terrain relatifs réalisés par Džubáková *et al.* (2015, cf. Annexe 2.1). Pour Pierre-Bénite, les aménagements "Girardon" ont été digitalisés à partir des plans de "Travaux de parachèvement et de 1er entretien entre Lyon et Saint Vallier, Kilomètre 0 et 75.650" réalisés par le Service Spécial du Rhône en 1891 et des plans de l'étiage conventionnel, dit atlas bathymétrique, levé en 1921 sur ce tronçon. Du fait des difficultés inhérentes à l'identification de ces aménagements, notamment sur le Haut-Rhône, ce recensement ne peut prétendre à l'exhaustivité.

Chautagne reach



Belley reach

ca 1860

0 1000 2000 4000 Meters

1971

2006

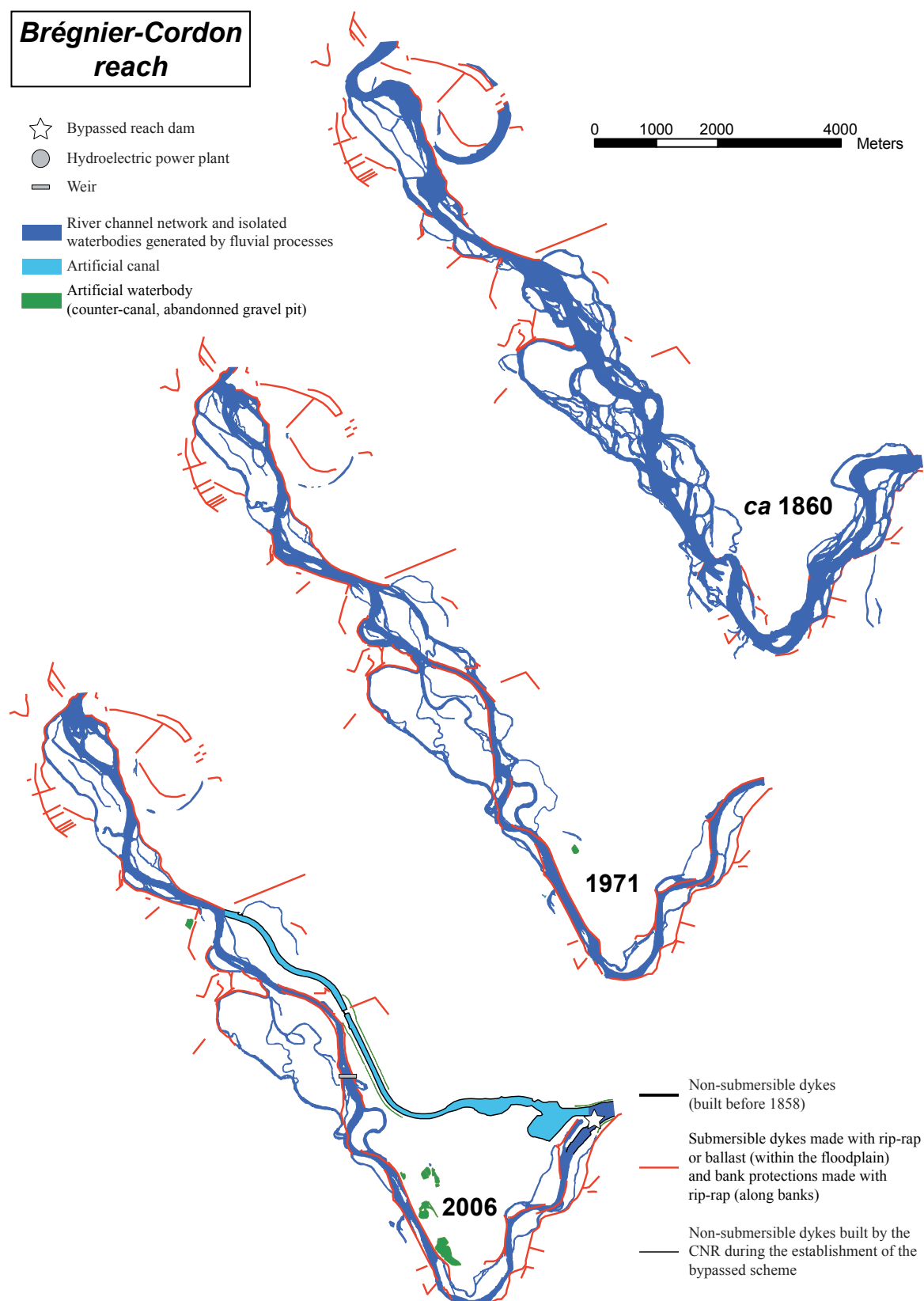
Gorges de la Balme

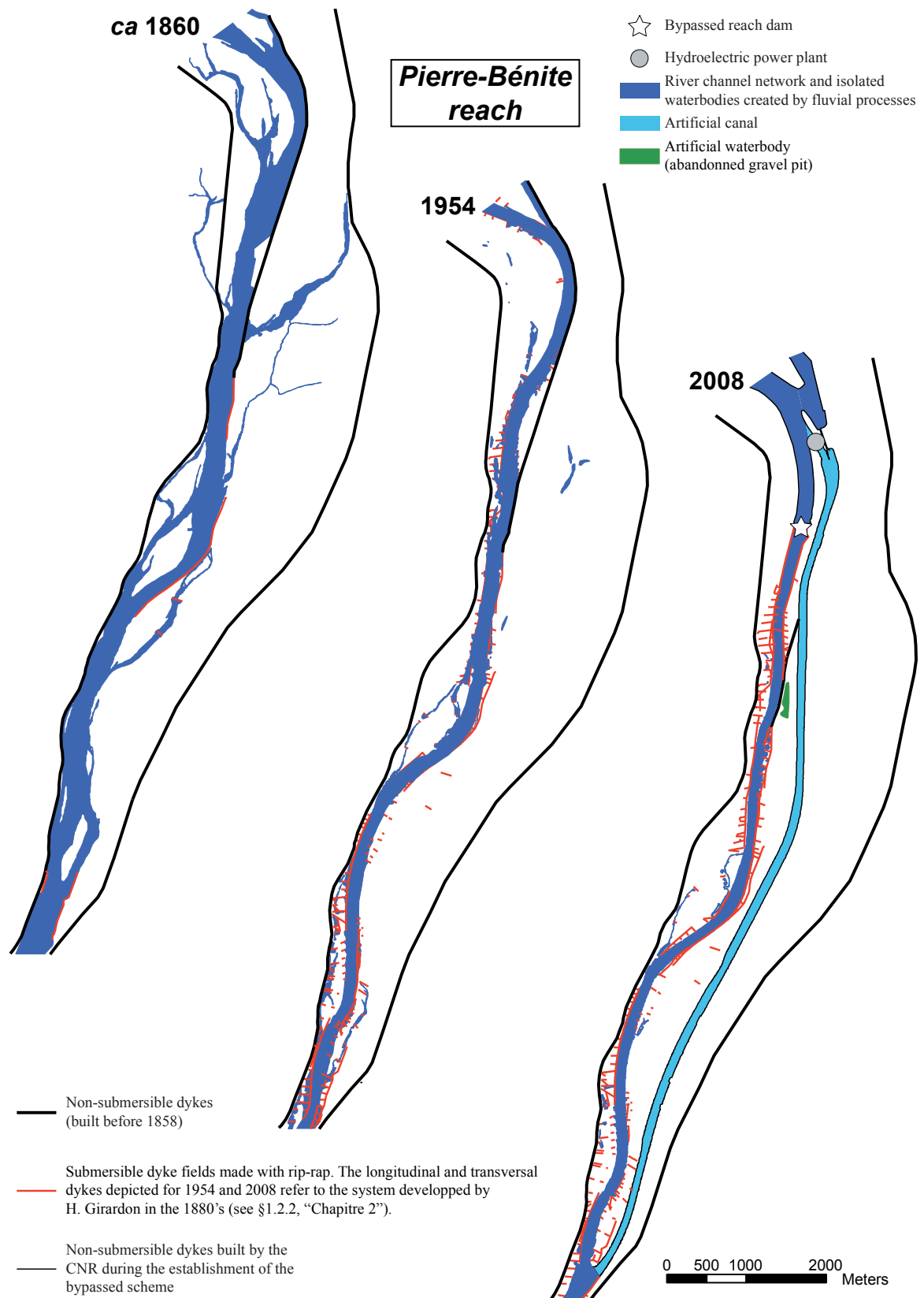
- ☆ Bypassed reach dam
- Hydroelectric power plant
- Weir
- River channel network and isolated waterbodies generated by fluvial processes
- Artificial canal
- Artificial waterbody (counter-canal)
- Non-submersible dykes (built before 1858)
- Submersible dykes made with rip-rap or ballast (within the floodplain) and bank protections made with rip-rap (along banks)
- Non-submersible dykes (built by the CNR during the establishment of the bypassed scheme)
- - - Gorge

Brégnier-Cordon reach

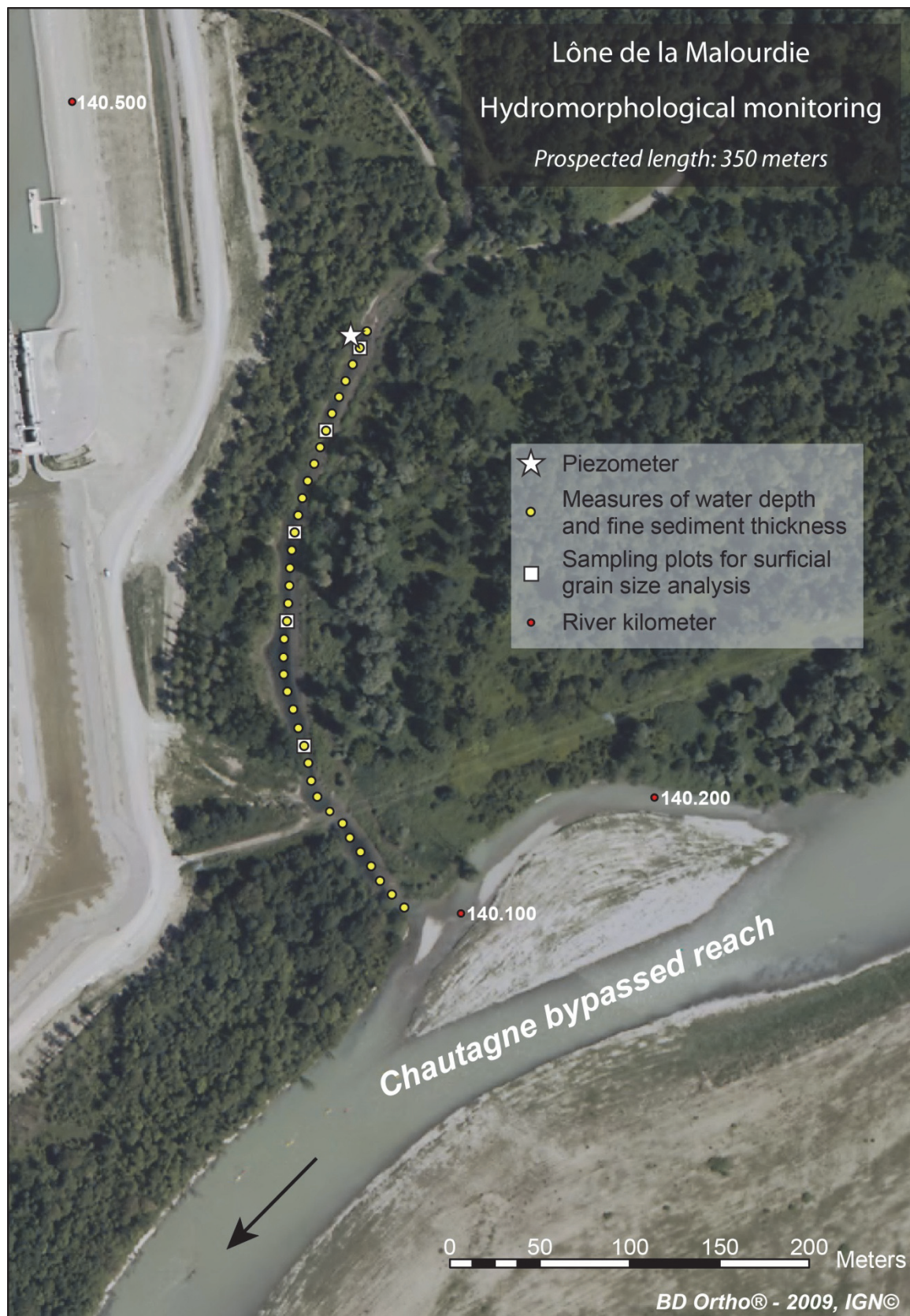
- ☆ Bypassed reach dam
- Hydroelectric power plant
- Weir
- River channel network and isolated waterbodies generated by fluvial processes
- Artificial canal
- Artificial waterbody (counter-canal, abandoned gravel pit)

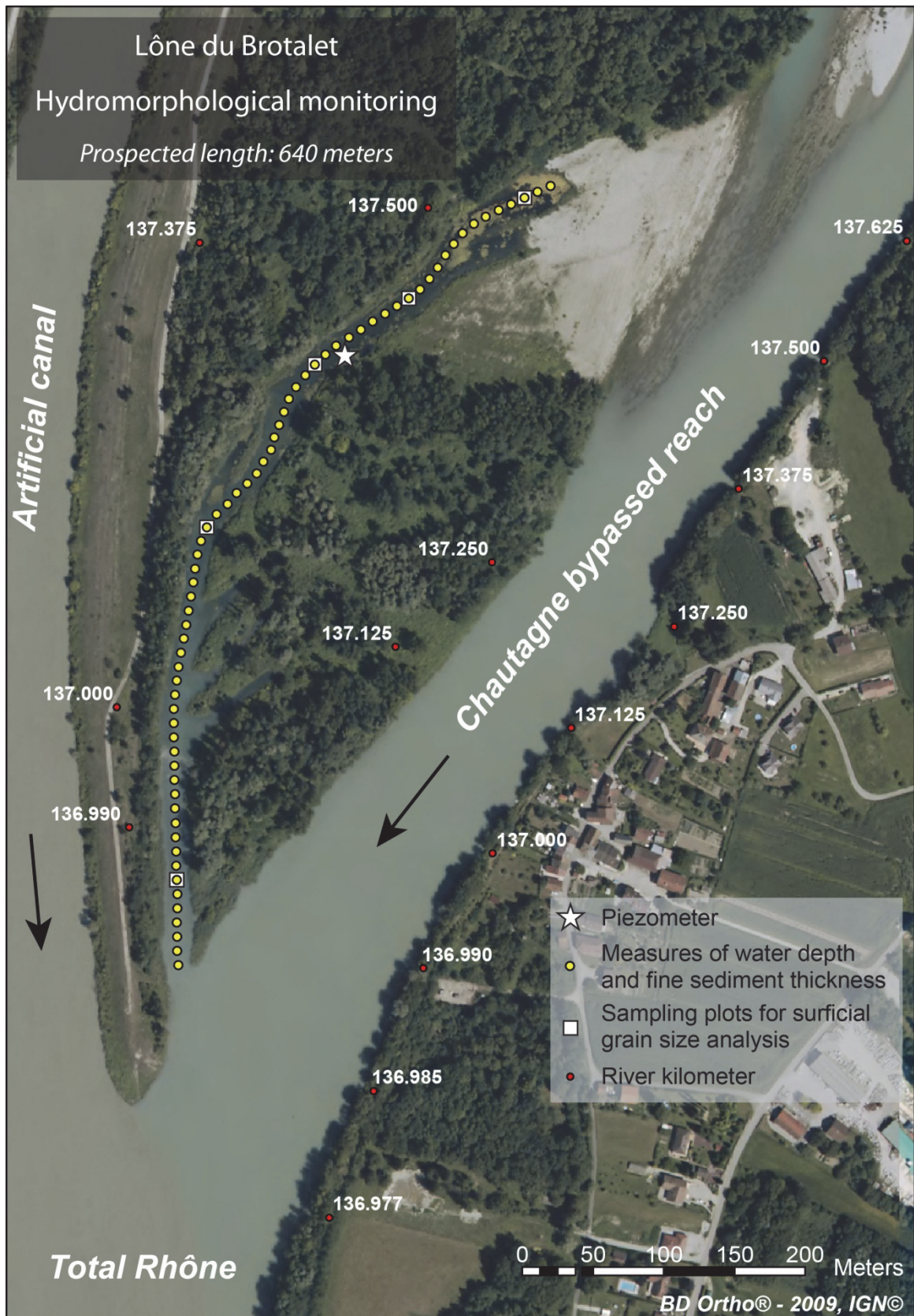
0 1000 2000 4000 Meters

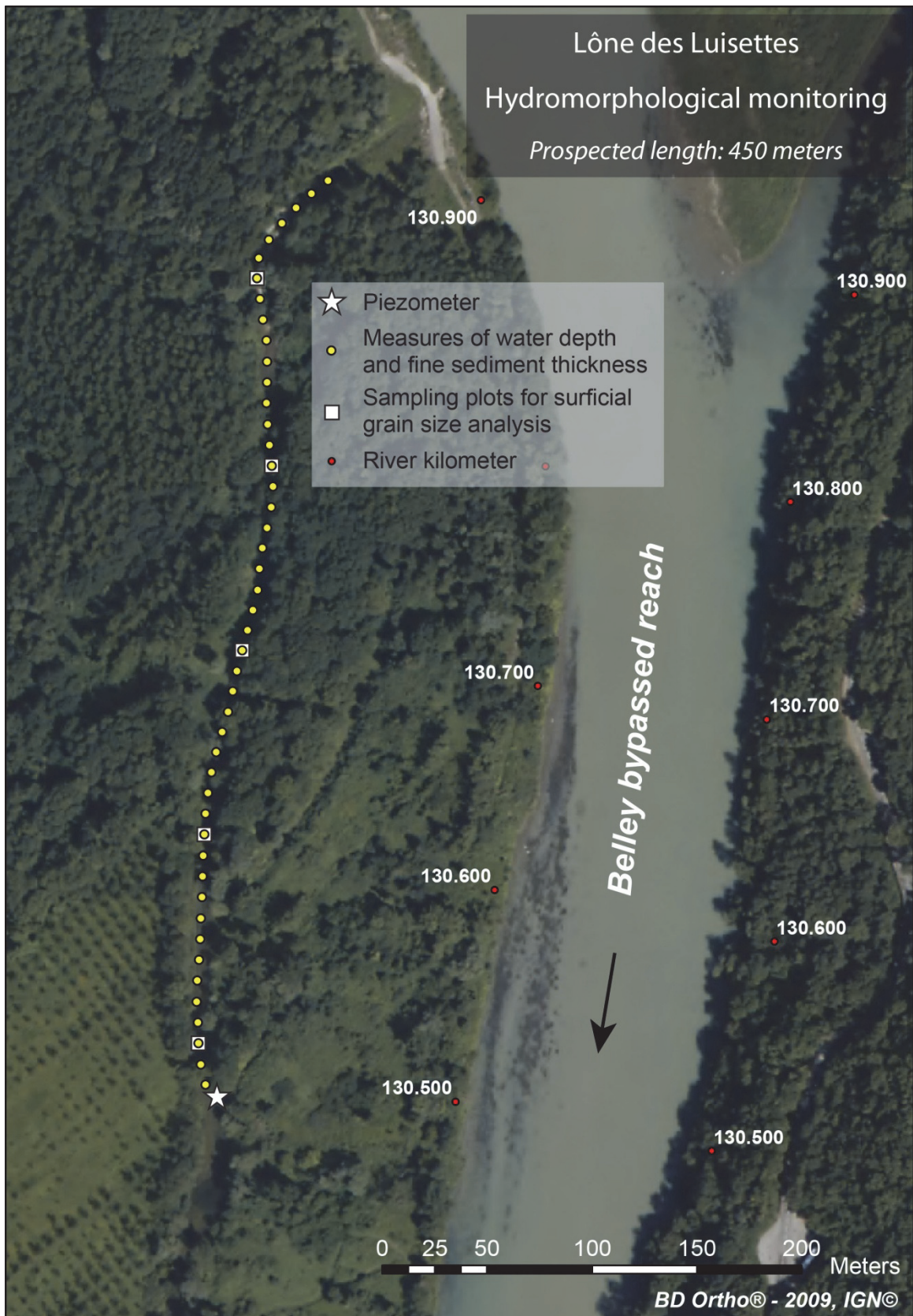


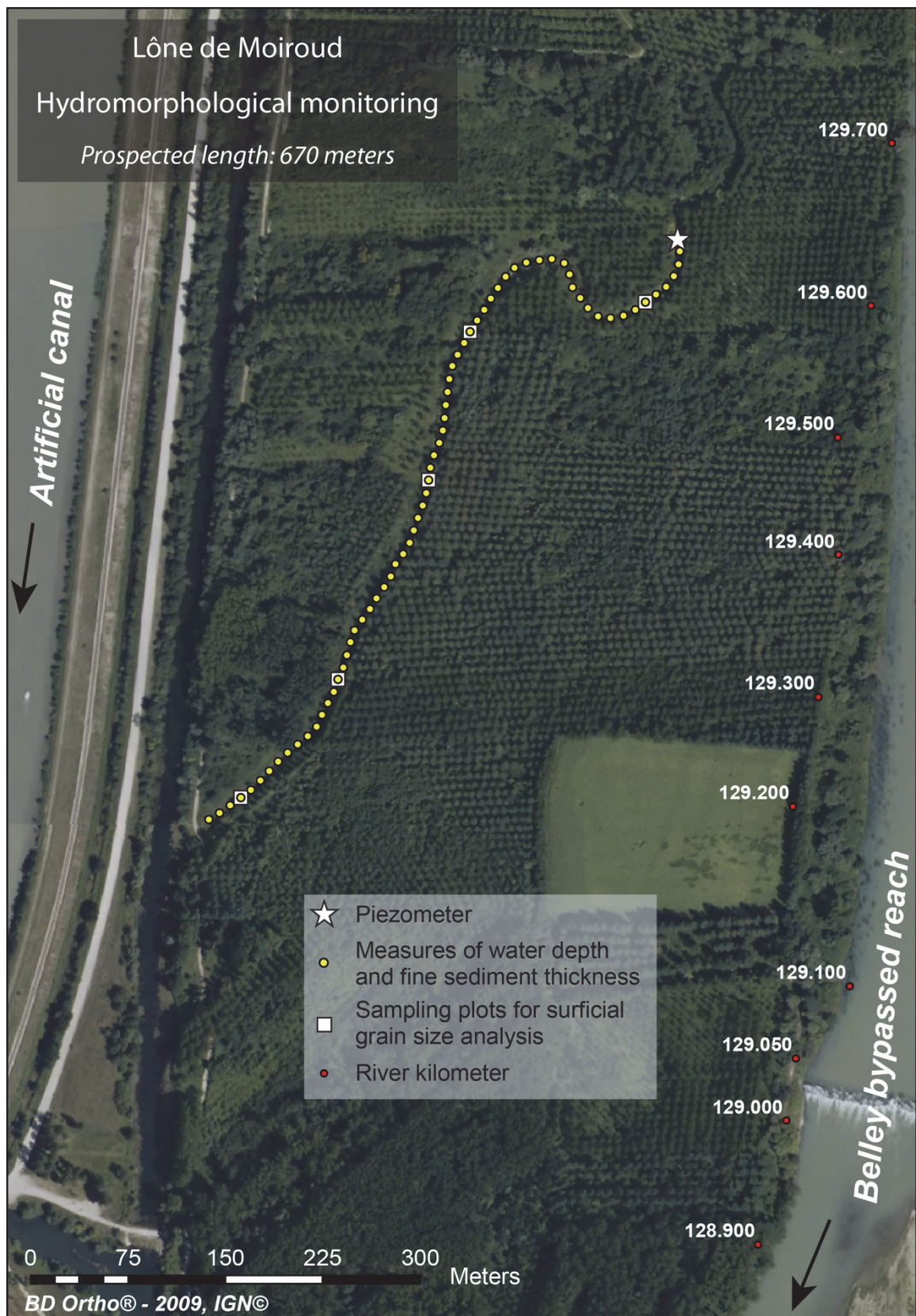


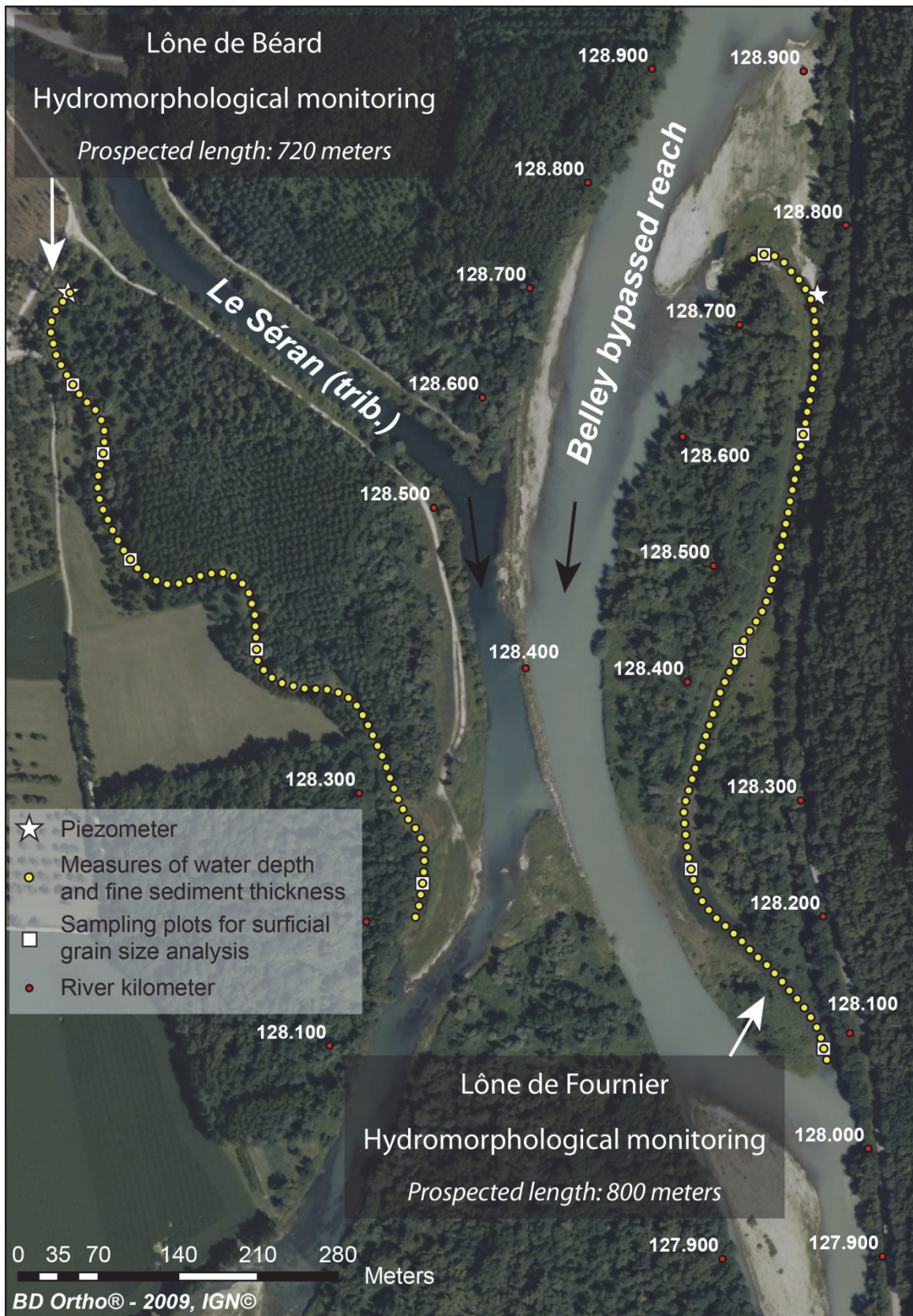
Annexe 1.2. Vues aériennes des bras suivis et mesures effectuées. L'ensemble des bras suivis sont localisés à l'échelle des tronçons étudiés sur la figure 2.5 (cf. Chapitre 2).

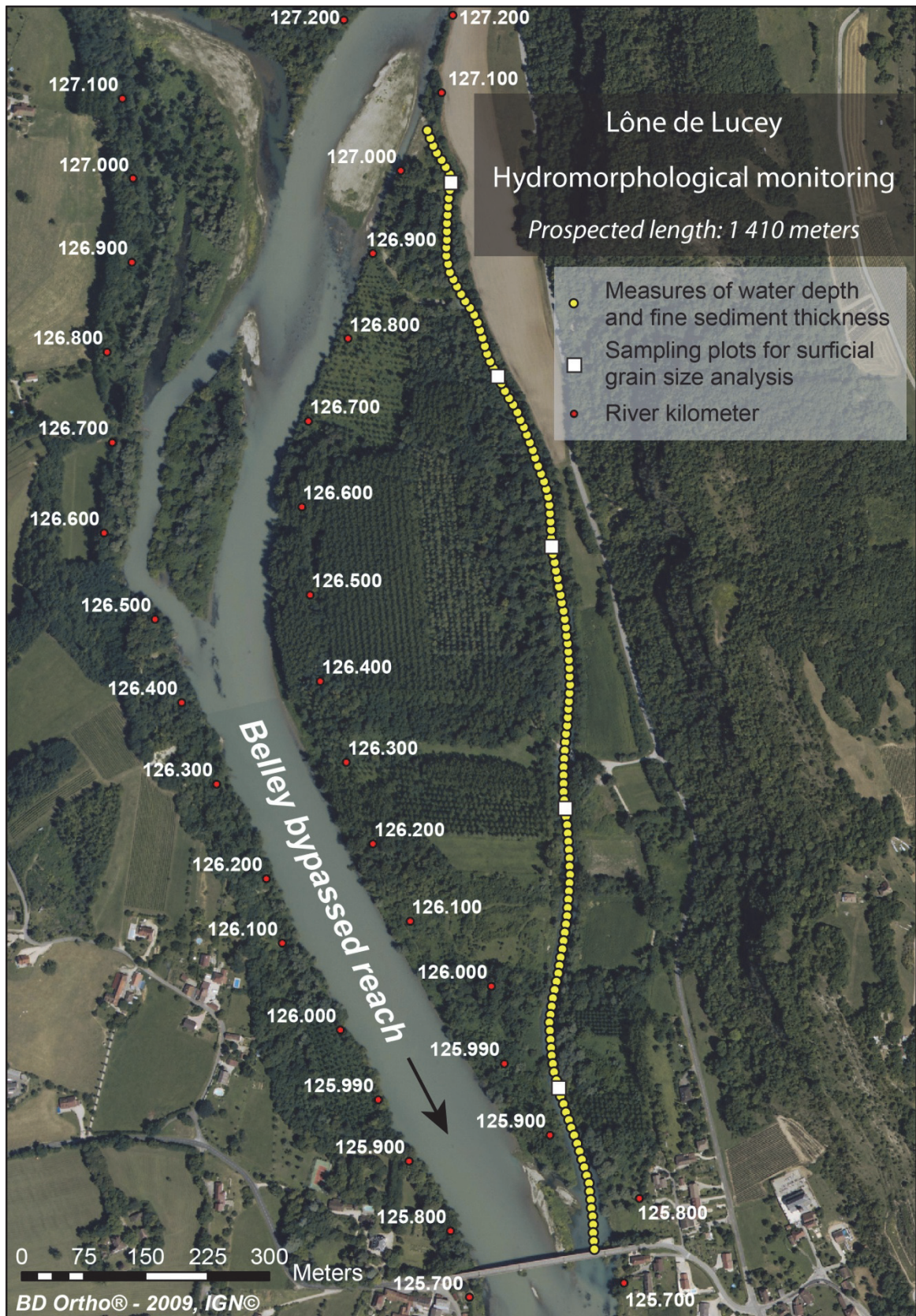


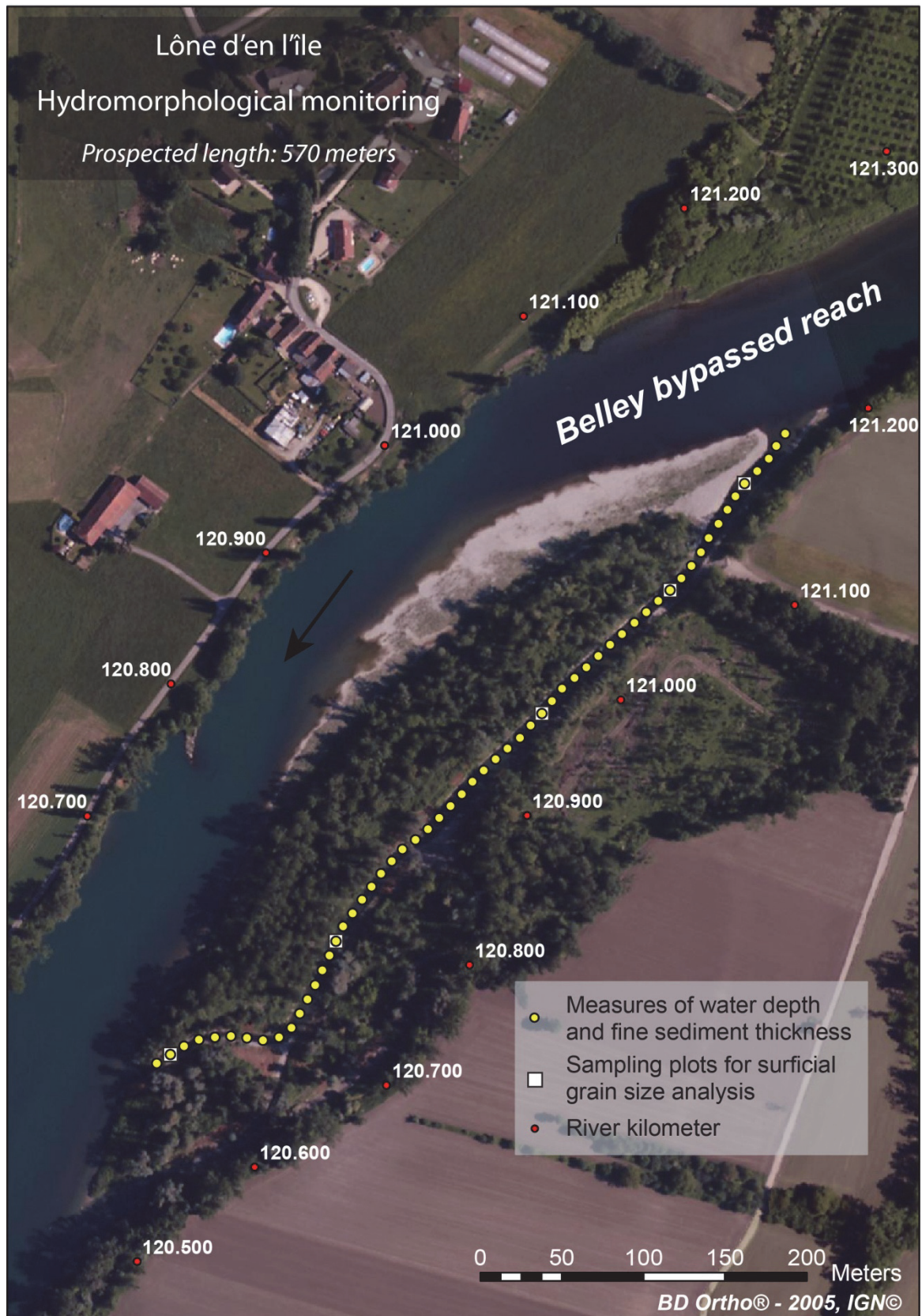


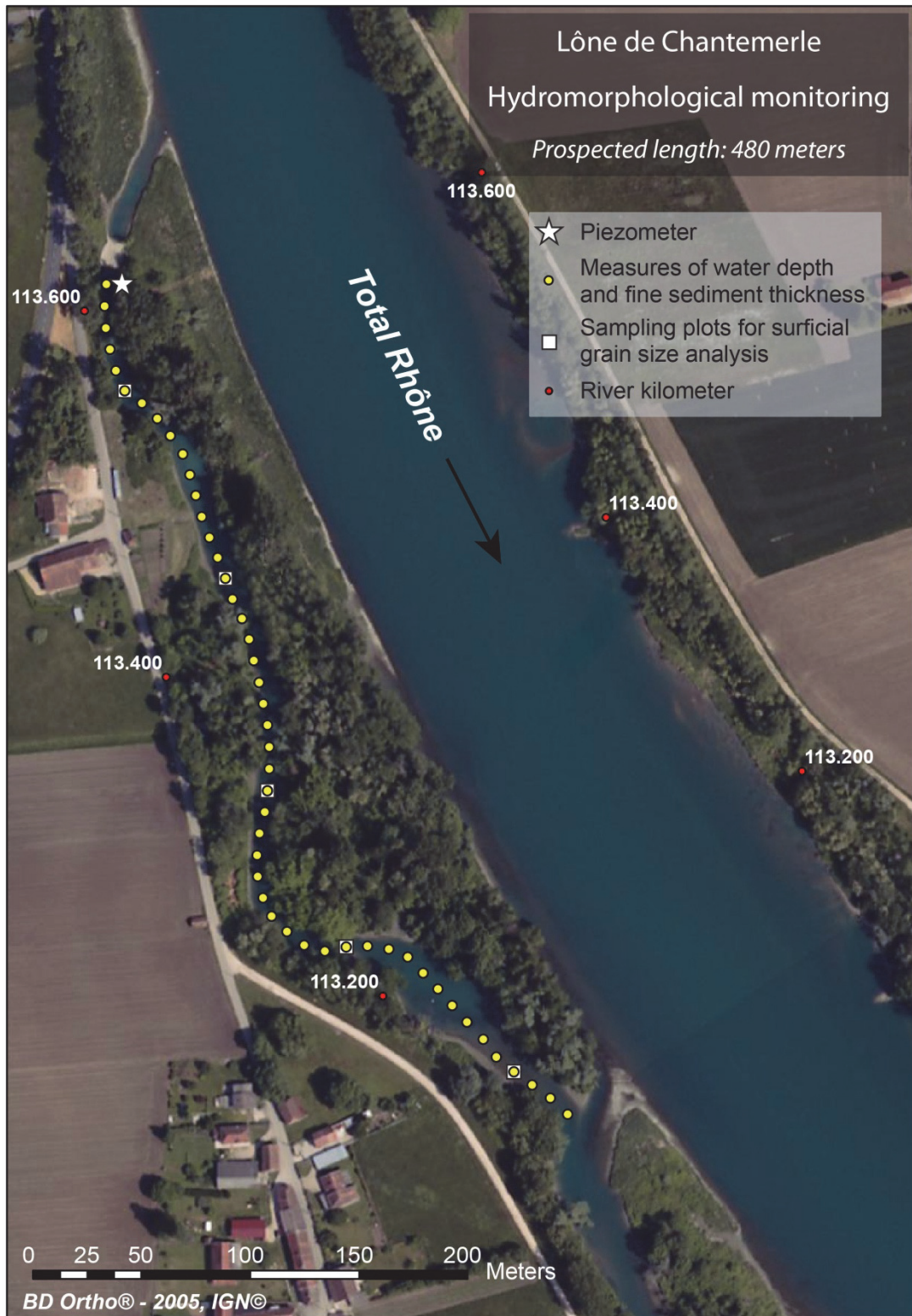


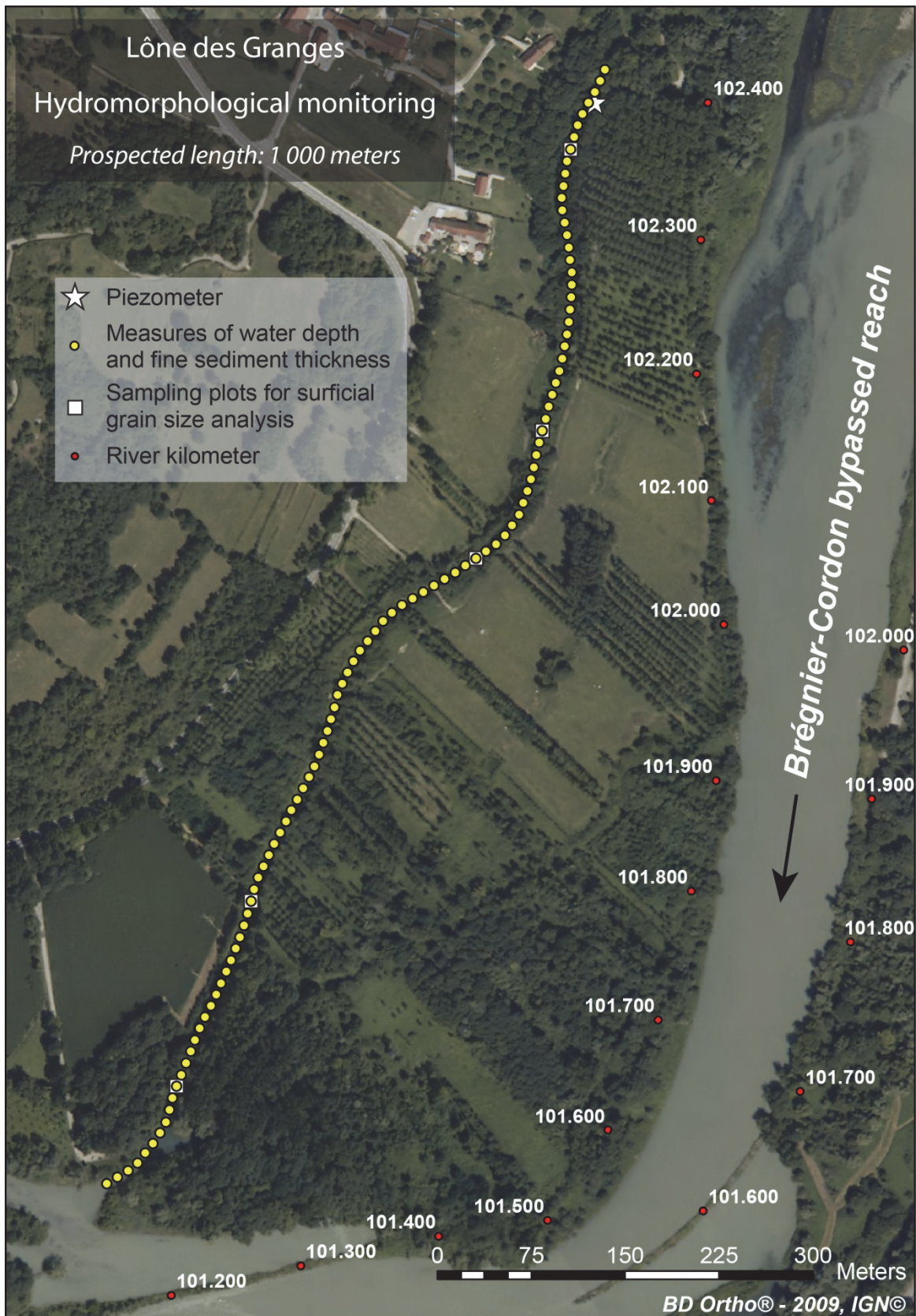


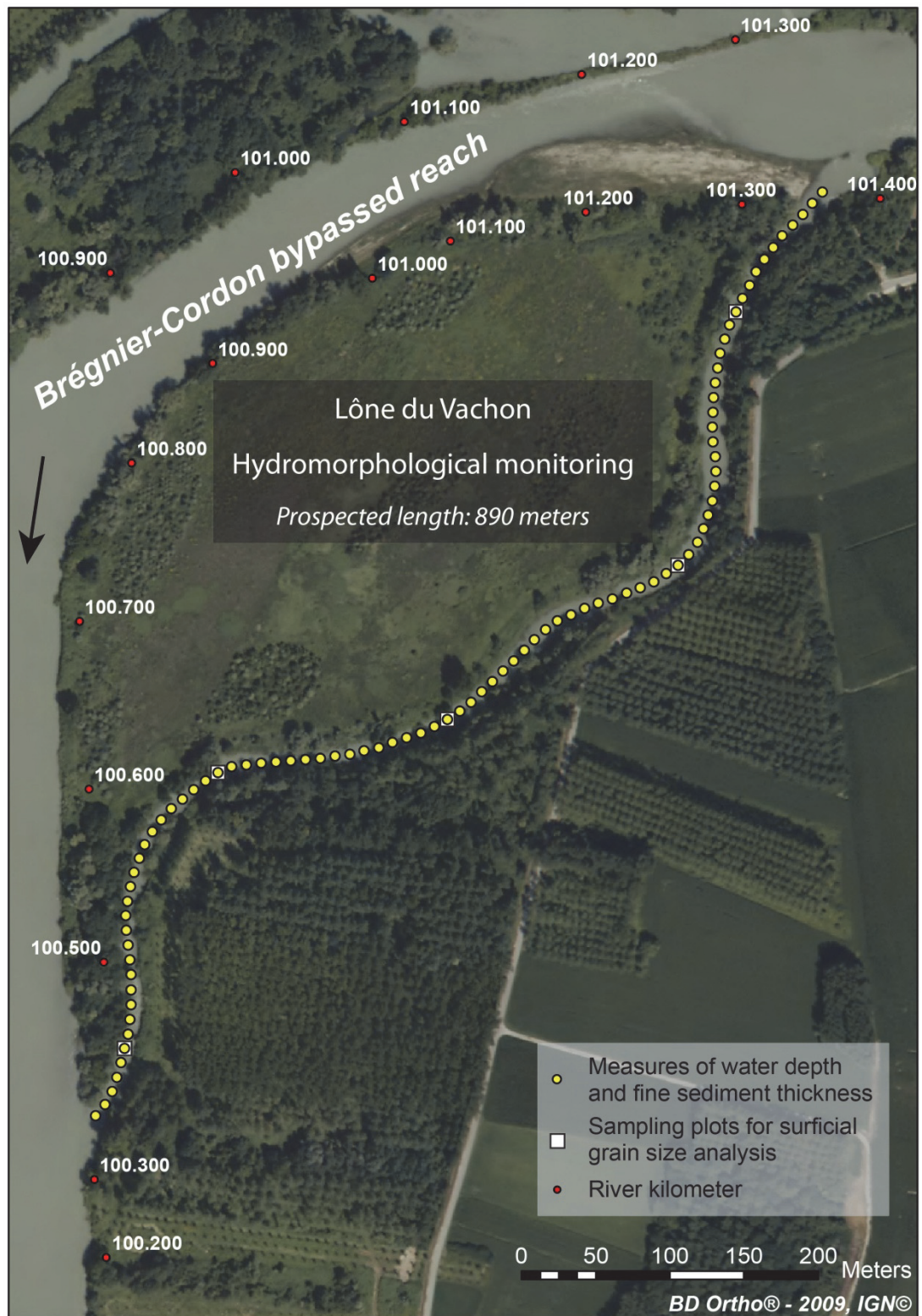


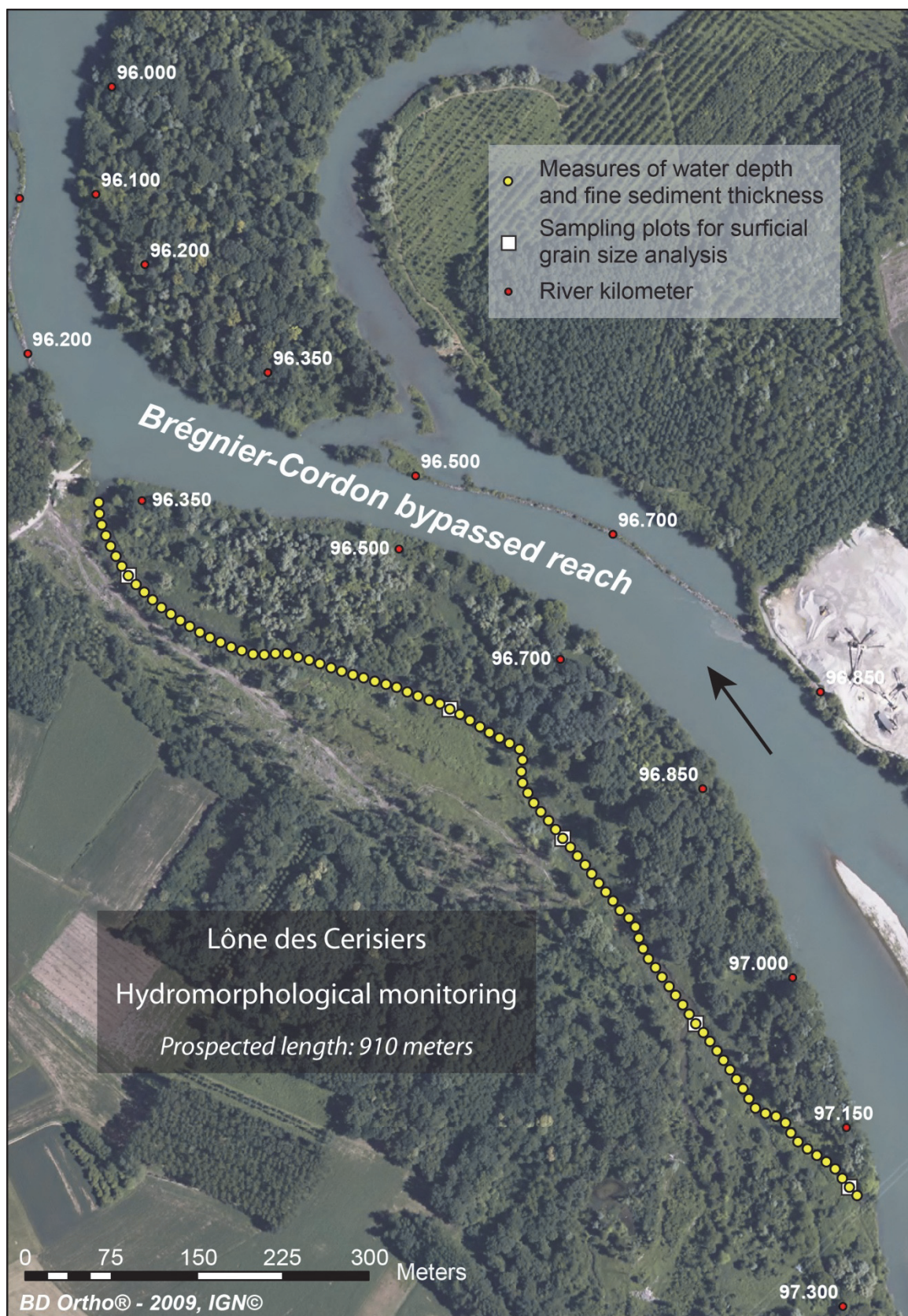


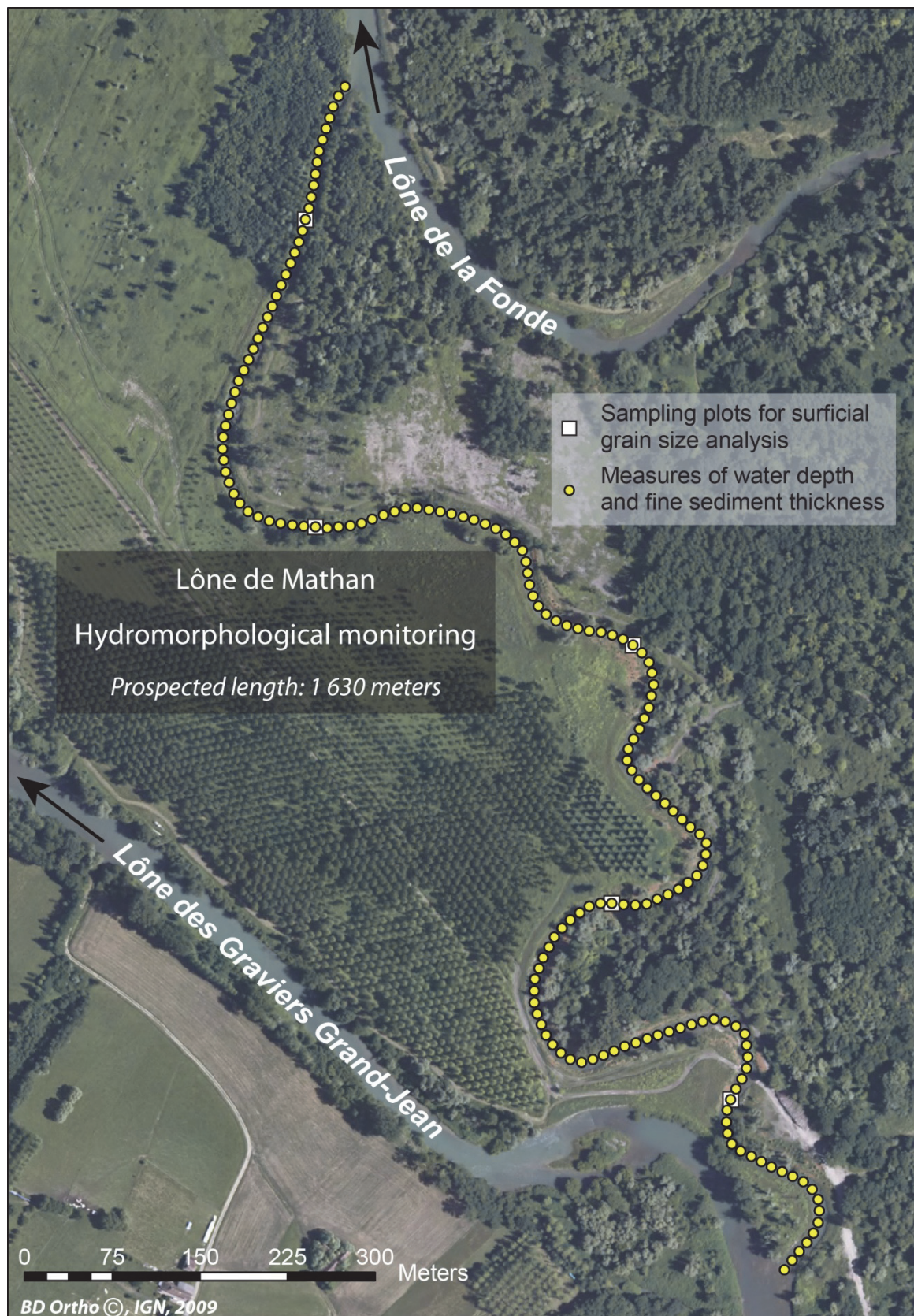


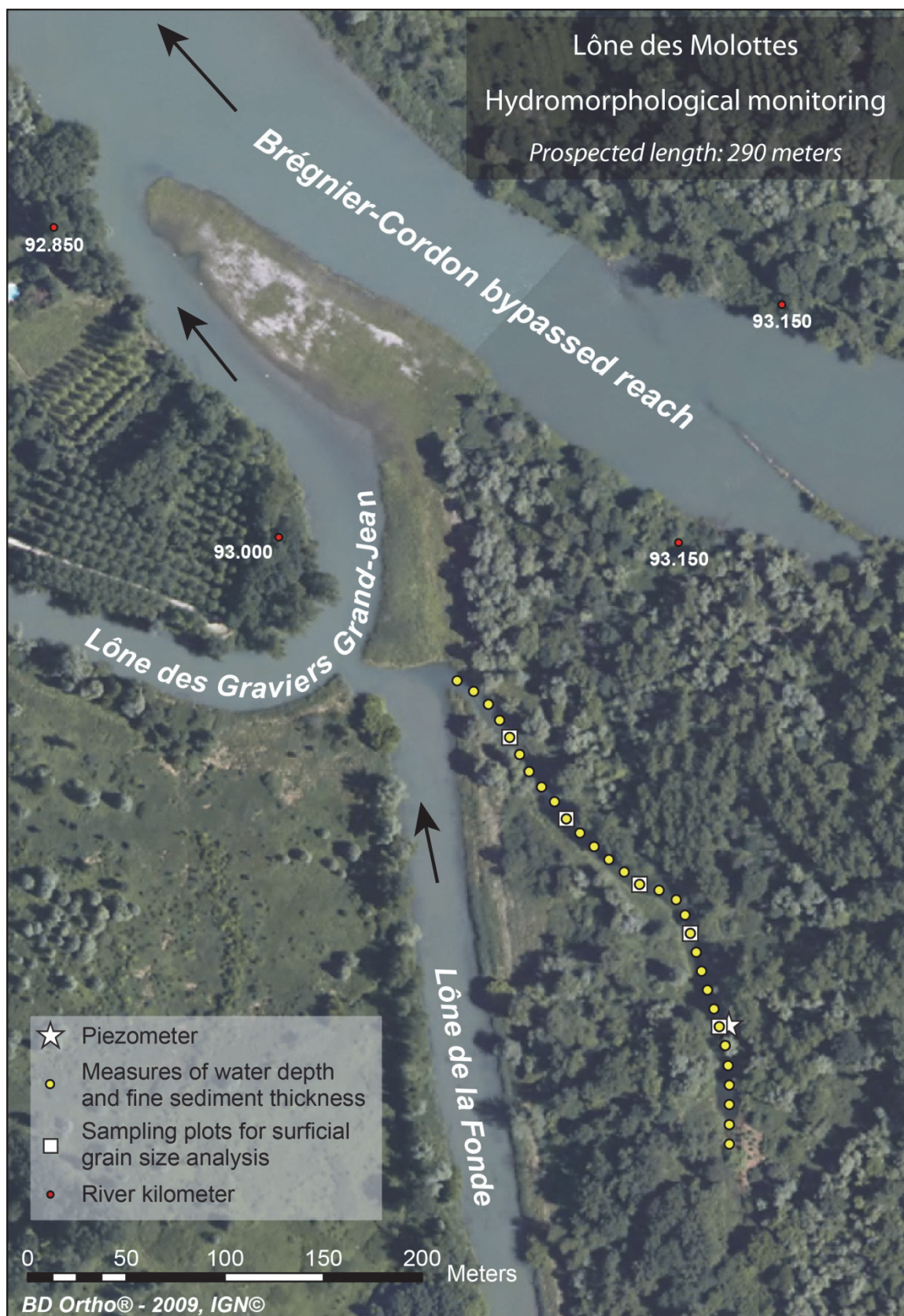


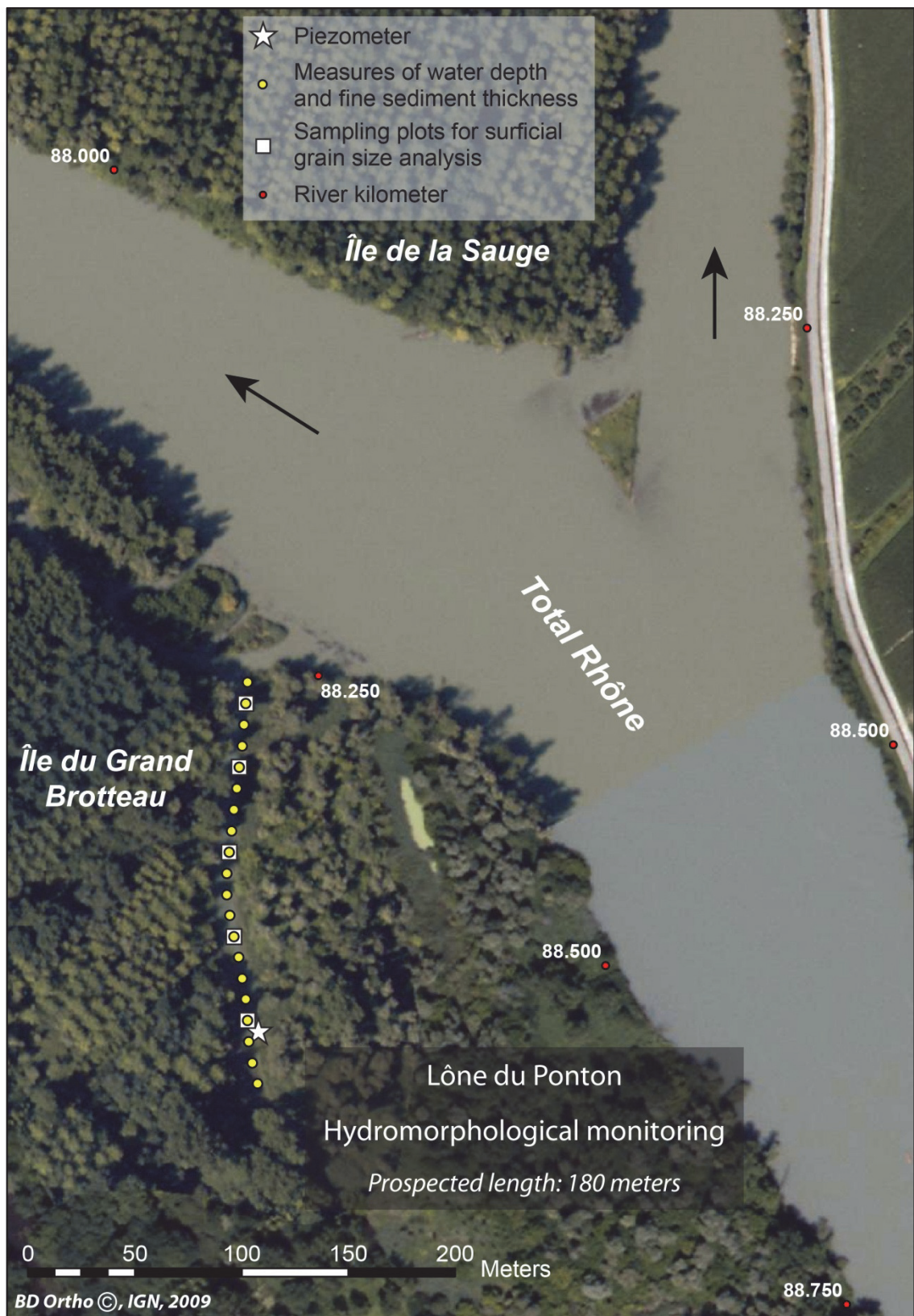


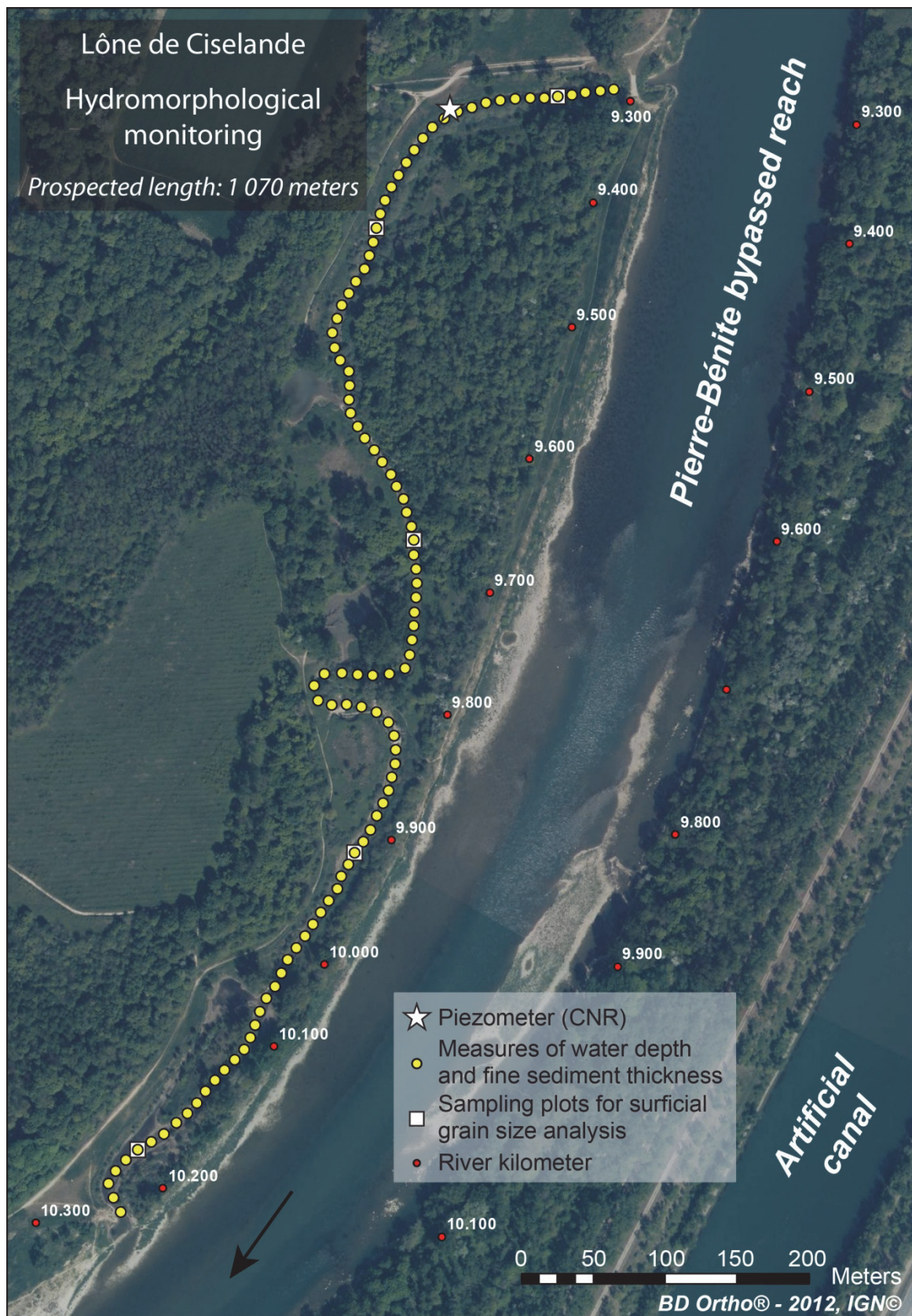




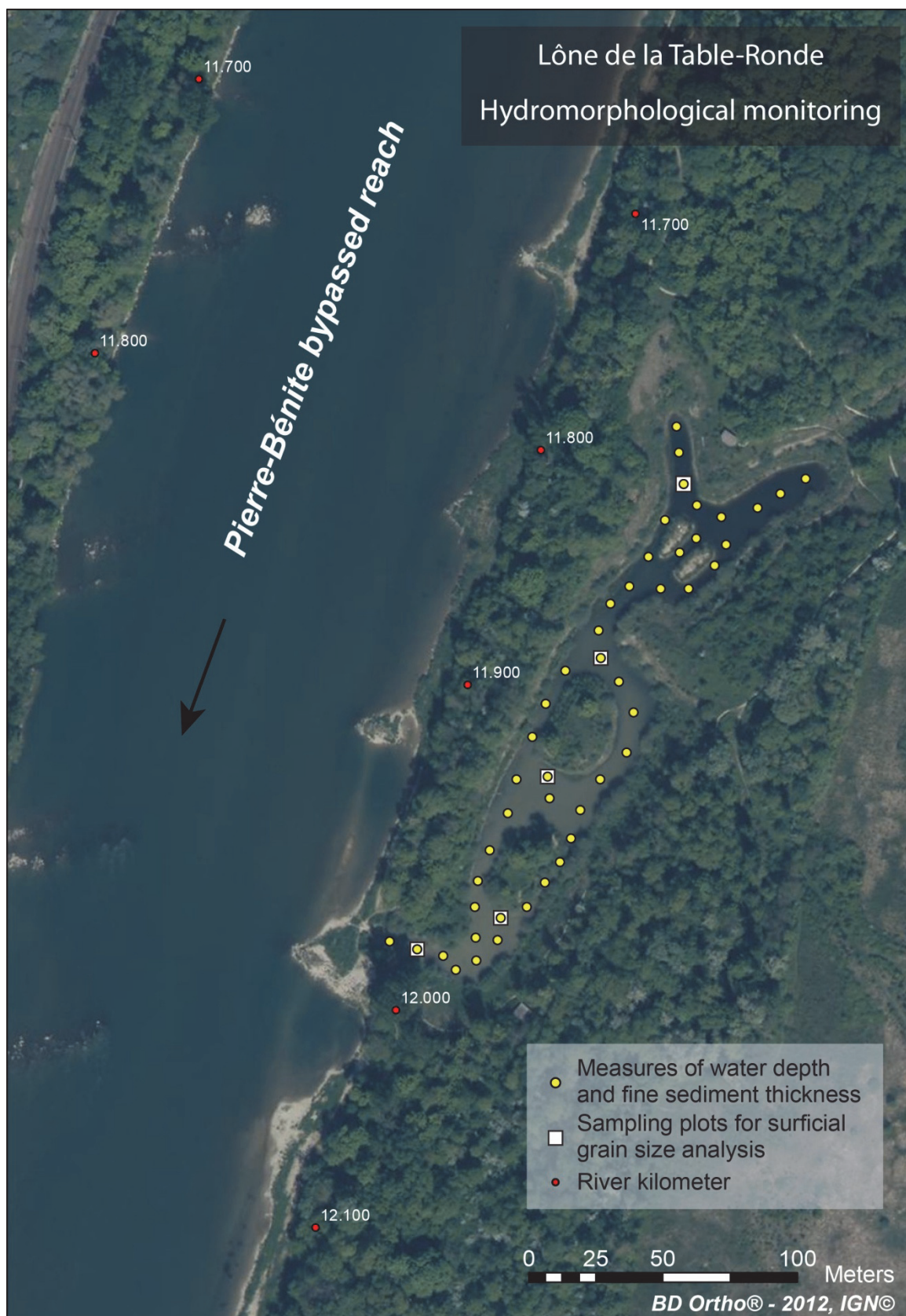












Annexe 2. Travaux de recherche complémentaires

Annexe 2.1. Džubáková K., Piégay H., Riquier J. & Tritzná M. (2015). Multi-scale assessment of overflow-driven lateral connectivity in floodplain and backwater channels using LiDAR imagery. *Hydrological Processes*, 29, 2315-2330.

Annexe 2.2. Singer M.B., Piégay H., Sargeant C., Riquier J., Wilson R.J.S. & Evans C.M. (2014). Floodplain ecohydrology: Climatic, local, and anthropogenic controls on water availability to riparian trees. *Water Resources Research*, 50, 4490-4513.

Multi-scale assessment of overflow-driven lateral connectivity in floodplain and backwater channels using LiDAR imagery

Katarina Džubáková,^{1,2*} Hervé Piégay,¹ Jérémie Riquier³ and Milan Trizna²

¹ CNRS, UMR 5600 – Environnement Ville Société, Site ENS de Lyon, Université de Lyon, Lyon, France

² Department of Physical Geography and Geocology, Comenius University in Bratislava, Bratislava, Slovakia

³ CNRS, UMR 5600 – Environnement Ville Société, Université de Lyon, Université Lumière Lyon 2, Lyon, France

Abstract:

Overflow-driven lateral connectivity significantly influences the spatial distribution and diversity of floodplain habitats and biota. Proper understanding of lateral connectivity in floodplain and backwater channels is therefore critical for assessment of river quality and for targeting management or restoration actions. In this study, we present a methodological framework for spatial and temporal assessments of overflow-driven lateral connectivity at two spatial scales: bypass reach and backwater channel. Firstly, we compute the relative elevations, as well as overflow discharge, duration, and frequency using a simple, raster-based method that uses a LiDAR digital elevation model (DEM), rating curves, and streamflow time series. Subsequently, we analyse the accuracy of this approach with respect to the accuracy of a DEM and evaluate its further applications. Altogether, four 10-km-long bypass reaches and 11 backwater channels are analysed, located along the Rhône River corridor in France.

The results proved the precision of the method to be affected by the LiDAR DEM accuracy, which was on average more precise in a typically homogeneous floodplain setting rather than for backwater channel plugs with pronounced topographic complexity and usually riparian forest canopy. Amongst the four studied reaches, Brégnier Cordon proved to have the greatest flooding dynamics, followed by Belley and Chautagne. The hydrological connectivity pattern of Pierre Bénite differed significantly. Three longitudinal patterns of hydrological connectivity of backwater channels displayed stepwise advancement of the water. The presented results can be used to assess ecological potential of floodplain habitats and their historic and prospective evolution through time. Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS floodplain; backwater channels; lateral connectivity; floodplain habitat; airborne LiDAR

Received 21 March 2014; Accepted 4 September 2014

INTRODUCTION

The floodplain (FP) environment is defined as flooded alluvial lands, adjacent to a river, that are subject to the flood disturbances (Marriott, 2004). An FP consists of a mosaic of terrestrial, semi-aquatic, and aquatic features in a river valley, interconnected by water-mediated transfer of overbank sediment, organic matter, and energy. These FP inner interconnections through water are known as hydrological connectivity (Pringle, 2003).

Ward (1989) specified four dimensions of the hydrological connectivity, namely longitudinal, lateral, vertical, and temporal. Our work focusses on overflow-driven lateral connectivity, which we will understand, following Amoros and Bornette (2002), as the permanent and episodic links between the main course of a river and the

water bodies lying in the alluvial FP occurring because of flood disturbance. The lateral connectivity is one of the most important controls governing FP evolution and is linked to both depositional and erosional processes and thus to the spatial distribution of FP habitats, fauna, and biota (Ward *et al.*, 2002; Amoros and Bornette, 2002; Stella *et al.*, 2011).

Amongst FP features, FP water bodies are specific aquatic habitats that are controlled by groundwater exchanges and episodic flooding. They can be located in former channels [e.g. backwaters (BW)s, alcove side channels, and sloughs], whose hydrological connectivity is usually more frequent than the rest of the FP (Piégay *et al.*, 2008). In former channels, overbank flows can significantly influence scouring of fine sediment and vegetation and thus influence habitat and species diversity (Bornette *et al.*, 1998; Bornette *et al.*, 2001; Amoros *et al.*, 2005). Once a side channel is cut off, an upstream terrestrial plug, defined as fine alluvium deposits behind longitudinal submersible embankments, often forms relatively quickly (Constantine *et al.*, 2010). Fine

* Correspondence to: Katarina Džubáková, Department of Physical Geography and Geocology, Comenius University in Bratislava, Bratislava, Slovakia.
E-mail: katka.dzubakova@gmail.com

sediment then accumulates within the cut-off BW channel over a longer period, deposited by BW flows, then episodically scoured at critical flood levels (Hooke, 1995; Citterio and Piégay, 2009). Once terrestrial vegetation has been established on the upstream sediment plug, aggradation within the BW channel continues with overbank fine-sediment deposition (Chiarello *et al.*, 1998; Piégay *et al.*, 2008).

Studies characterizing the hydrological functions of BWs are still rare because of efforts needed to survey their plug topography in complex settings, notably under forest cover. Previous studies explored BW connectivity using field measurements such as stage–discharge relationships and topographic measures at former channel entrances (Glińska-Lewczuk, 2009; Hudson *et al.*, 2012; Riquier *et al.*, 2014). Some of them also used *in situ* multivariate indices of lateral connectivity (Paillex *et al.*, 2013) or measurements derived from satellite imagery (Mertes *et al.*, 1995; Alsdorf *et al.*, 2007; Hamilton *et al.*, 2007; Trigg *et al.*, 2012).

Over the past decade, airborne LiDAR has allowed for extensive, quick, and accurate surveys of topography. Previous studies focussed on morphological evolution using multi-temporal LiDAR digital elevation models (DEMs; e.g. Lauer and Parker, 2008); others point out the usefulness of LiDAR data for river network delineation (e.g. Poggio and Soille, 2011), bedform extraction (e.g. Cavalli *et al.*, 2008), or assessment of vegetation effects on river morphology (Bertoldi *et al.*, 2011). Raw LiDAR data clouds were found to be particularly useful for identification and classification of riparian vegetation (e.g. Verrelst *et al.*, 2009).

LiDAR-derived high-resolution DEMs are also increasingly used for characterizing FP hydrological regime. Studies applying inundation modelling are common (e.g. Bates and De Roo, 2000; Marks and Bates, 2000; Bates *et al.*, 2006; Cook and Merwade, 2009), some of them directly related to channel–FP connectivity (Jacobson *et al.*, 2011; Lang *et al.*, 2012). Apart from delineation of inundation extent, the focus has been on lateral flow effects on the spatial distribution of vegetation (Kupfer *et al.*, 2010), on sediment supply (Croke *et al.*, 2013), or on mesohabitat conditions (Hauer *et al.*, 2009). Only a few studies have so far focussed on BW channel connectivity using LiDAR data (Hauer *et al.*, 2012; Negishi *et al.*, 2012; Phillips, 2013). For example, Negishi *et al.* (2012) estimated the connectivity of ten FP water bodies during 25 flood events using LiDAR DEMs, field-measured rating curves, and hydrological data; however, they did not consider the physical attributes or longitudinal distribution of hydrological regimes within the water bodies.

The accuracy and suitability of LiDAR DEMs for different applications have been well studied. It is

generally acknowledged that the precision of airborne LiDAR data is influenced by type, height, and density of vegetation cover (e.g. Hodgson *et al.*, 2005; Su and Bork, 2006) as well as by local relief and slope (e.g. Adams and Chandler, 2002; Heritage *et al.*, 2009; Milan *et al.*, 2011). Others have stressed the importance of sampling density, interpolation method, and pixel resolution for the visualization of small landforms (Notebaert *et al.*, 2009; Guo *et al.*, 2010). LiDAR precision for mapping river channels was studied, for instance, by Heritage *et al.* (2009).

The present study aims to develop a novel methodological framework based on a high-resolution LiDAR DEM combined with rating curves in the main channel to do the following:

1. assess spatial and temporal patterns of overflow-driven lateral connectivity at two spatial scales: that of the bypass channel reach and the BW channel,
2. analyse the accuracy of such an approach with respect to the accuracy of a LiDAR DEM, and
3. illustrate possible uses of this method for further applications by comparing a set of FP features along the Rhône corridor, France, within four distinct reaches.

We see the main contribution of the study in pixel-wise assessment of the FP lateral connectivity from not only spatial but also temporal perspectives. We chose this case study location to illustrate our approach because a LiDAR survey carried out in 2010 over a 500-km-long corridor provided an exceptional dataset for comparing this approach at different spatial scales.

FLOODPLAIN STUDY REACHES

The Rhône is an 812-km-long Alpine river that drains a catchment area of approximately 98 500 km² to the Mediterranean Sea (Figure 1a). Downstream from Lake Geneva, the Rhône flows for over 500 km in France, first from east to west until the city of Lyon and then from north to south. Upstream of Lyon, the Rhône flows through complex settings with large FPs, which were formerly glaciated during the last Ice Age, followed by a lacustrine period during the early Holocene. Downstream from Lyon, the Rhône is confined by a granitic terrain in gorges and between narrow, terraced FPs (Bravard, 2010; Notebaert and Piégay, 2013).

The Rhône has been intensely modified over the last two centuries, with two main periods of modification. In the late 19th century, a complex system of levees and groynes was built to force the river flow into a narrower and incised channel, promoting navigation and maximiz-

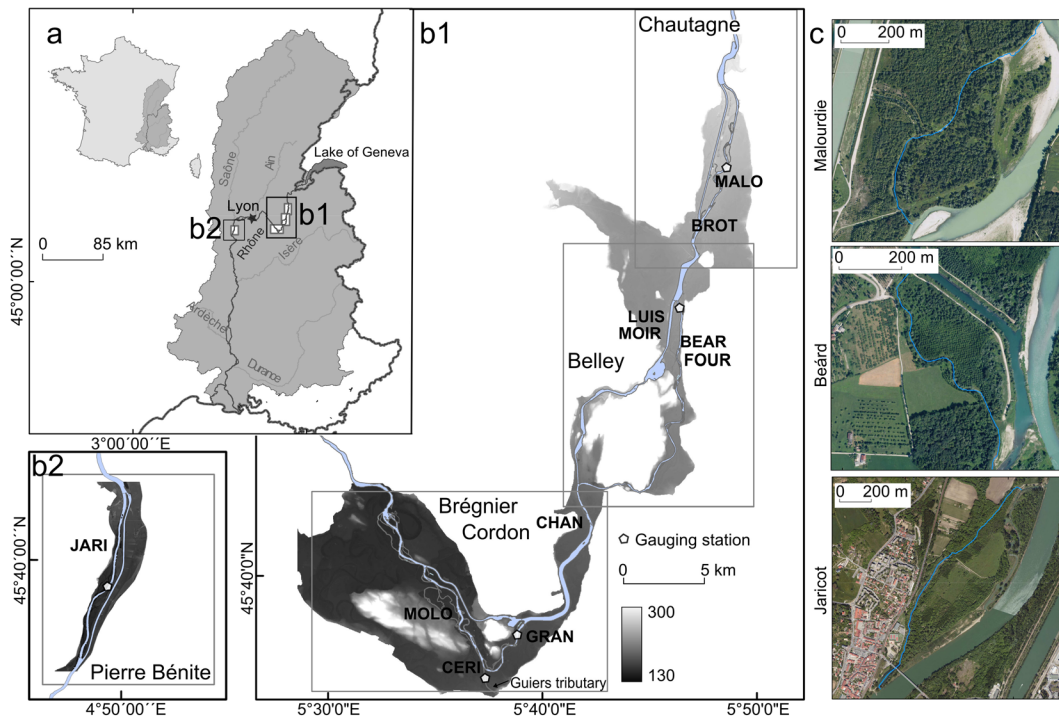


Figure 1. General maps of the Rhône corridor: (a) location in France, (b) location of studied reaches and backwaters (Sources: BD Carthage© & BDT Rhône©, IGN), (c) location of the three backwaters (MALO, BEAR, and JARI) used for hydrological analysis; backwaters with blue line

ing deposition of suspended sediment in the FPs to reduce flood frequency and promote agriculture. Secondly, in the mid-to-late 20th century, canals were constructed to divert the river flow into hydroelectric power plants. The former main channel reaches became bypass channels, within which a residual flow is now delivered most of the time with occasional flood peaks, i.e. when the river flow exceeds the power plant capacity.

The Rhône is a good case study for studying FP connectivity thanks to its range of FP settings (large vs narrow FPs) and varied channel network complexity. Prior to being channelized and dammed, the Rhône was characterized by multiple side channels, which are today variously connected to the main channel.

The four study reaches are bypass reaches, corresponding to the previous mainstem channel course and its adjacent FPs. Each bypass reach starts downstream of a diversion dam and ends at a confluence with a hydroelectric canal (Table I). Amongst the four, the Brégnier–Cordon reach was one of the most important anastomosing reaches of the Rhône to be affected by damming in the 1980s (Bravard *et al.*, 1986). Today, it retains a relatively complex set of FP channels that exhibit a large range of hydrological connectivity. The four bypass reach lengths vary from 10 to 19 km, with river gradients between 0.4% and 1.1%.

Furthermore, the flood disturbance regime was studied in 11 BWs: two in Chautagne (CHA), five in Belley (BEL),

Table I. Characteristics of studied reaches

Study reach	ID	River kilometre ^a	Length (km)	River gradient (%) ^b	Q_{min} (m ³ /s) ^c	Q_{avg} (m ³ /s)	Q_{10} (m ³ /s)	Q_{100} (m ³ /s)
Chautagne	CHA	−141.5 to −136.6	10.2	1.1	50/70	400	1420	1850
Belley	BEL	−130.2 to −115.8	19.3	0.9	30/100	435	1640	2500
Brégnier Cordon	BRC	−102.7 to −90.0	13.8	0.6	80/150	456	1610	2200
Pierre Bénite	PBN	+5.5 to +15.1	10.0	0.4	100/100	1030	3080	4525

Q_{min} = residual flows diverted by the dam in the bypassed reach – winter/summer season, Q_{avg} = mean annual discharge, Q_{10} : 1 in 10 year flood, Q_{100} : 1 in 100 year flood. Source (Compagnie Nationale du Rhône).

^a Kilometre 0 is in Lyon (negative distance upstream and positive distance downstream).

^b From CNR (2001).

^c In Pierre Bénite : 10/20 m³/s before 2000.

three in Brégner Cordon (BRC), and one in Pierre Bénite (PBN; Figure 1 for reach locations; Tables I and II for general characteristics of the bypass reaches and BW channels). Their hydrological and hydraulic behaviour is described in detail by Riquier *et al.* (2014).

MATERIAL AND METHODS

LiDAR DEM pre-processing and accuracy assessment

An airborne LiDAR DEM covering the entire FP of the study reaches was provided in GRID format by the *Institut National de l'Information Géographique et Forestière* (IGN). It was produced in July 2010, with a 2-m resolution and an expected accuracy of 0.2 m in the vertical dimension. The density of collected pulses was 1–2 per square meter, where each pulse represents a disc with a diameter of 0.4 m (IGN, 2010). LiDAR data acquisition was performed during low-flow conditions with the legal residual flow in each of the bypassed sections.

Because water has a tendency to absorb LiDAR pulses, the IGN (2010) computed the missing elevation data in the main channel and adjacent water bodies by interpolation of the closest available data. As a consequence, the water bodies present during acquisition of the LiDAR data are represented in the LiDAR DEM by elevations equal to or higher than the corresponding water level at that time. Because we lacked bathymetry data for a significant part of the channel network, we defined the altitude of the wetted water bodies as zero for further analysis. The location of the wetted water bodies derived from the LiDAR data was provided by the IGN as a supplementary vector layer.

We completed the LiDAR DEM by the field reconnaissance of the FP channel network. We identified culverts connecting some of the BW channels to the main watercourse, bridges, and fallen trees. Subsequently, we

removed these obstacles from the LiDAR DEM in order to prevent elevation errors causing overestimated results.

To compare LiDAR DEM accuracy in FP and BW areas, we measured 502 ground-surveyed checkpoints using an R8-Trimble global navigation satellite system receiver (differential GPS – DGPS – and Glonass compatible, with a mean postprocessed vertical accuracy of collected data of $0.05\text{ m} \pm 0.02\text{ m}$). A total of 245 points was taken over the FP and 257 points on sediment plugs at the upstream end of BW channels. We measured the points on FPs adjacent to all four bypass channels and along five BWs (MALO, MOIR, BEAR, MOLO, and JARI). In the FPs, point locations were determined using a stratified method within a radius of 0.5 km from the channel. On the BW sediment plugs, the topographic survey was based on cross sections, with typically four to seven checkpoints taken at each one. To obtain a better accuracy under dense vegetative cover, most of the DGPS measurements were taken in spring, unlike the LiDAR acquisition, which was performed in summer 2010.

We assessed the LiDAR DEM accuracy for FPs and BWs for three vegetation cover types: bare soil, shrub, and tree. The bare soil type represented patches without vegetation or with vegetation lower than 0.5 m, shrub cover included vegetation with a height of up to 3 m, and tree cover was over 3 m. The vegetation height was determined in the field during data acquisition. FP checkpoints were measured on relatively flat-land areas that were representative of the majority of the FP. BW points were measured on alluvial plugs with differing morphology, vegetative cover, and bank steepness. The overall dataset size varied between 38 and 114 (see the number of measurements for each class in Figure 4).

The thalweg altitude over terrestrial BW plugs was derived from LiDAR DEM and then compared with field measurements. The average distance between the measured thalweg points varied: MALO, 62.4 m; MOIR, 50.0 m; BEAR, 13.1 m; JARI, 36.7 m; and MOLO,

Table II. Characteristics of the studied backwaters

Backwater	ID	Study reach	River kilometre	N (WGS1984)	W (WGS1984)	Total length (km)	Plug length (km)	Plug width (m)	Dominant vegetation
Malourdie	MALO	CHA	140.9–140.1	5.822163	45.883838	1.25	0.78	36.5	Bare soil
Brolaet	BROT	CHA	136.9–137.6	5.807645	45.857185	0.88	0.22	91.9	Bare soil
Luisettes	LUIS	BEL	130.9–128.8	5.784194	45.802126	2.51	0.19	38.5	Bare soil
Moiroud	MOIR	BEL	129.8–129.2	5.783497	45.790862	1.13	0.31	12.3	Trees
Béard	BEAR	BEL	128.7–128.2	5.775356	45.781367	0.91	0.06	21.3	Bare soil
Fournier	FOUR	BEL	128.7–128.0	5.783317	45.781405	0.92	0.02	20.8	Bare soil
Chantemerle	CHAN	BEL	113.7–112.6	5.699665	45.701617	1.15	0.04	31.1	Bare soil
Grange	GRAN	BRC	102.3–101.2	5.647739	45.632825	1.31	0.25	37.3	Trees
Cerisiers	CERI	BRC	97.2–96.4	5.612859	45.627108	1.01	0.01	17.8	Bare soil
Molottes	MOLO	BRC	94.4–93.0	5.601729	45.650674	1.66	1.22	17.0	Shrubs, trees
Jaricot	JARI	PBN	9.3–10.9	4.825587	45.656442	1.72	0.68	29.5	Trees

39.2 m. We developed and applied an automatic procedure for thalweg extraction from LiDAR DEM in ArcGIS 10 that created equidistant cross sections and then identified the point with the lowest altitude for each cross section. The cross sections were 2 m apart, which corresponds to the LiDAR grid size. Manual checks were needed to prevent errors such as thalweg dislocation in depressions located near BWs. The incorrect points were replaced by the measured points with the lowest altitudes within the BW plug.

Hydrological data, rating curve estimation

Daily discharge series for the period 1986–2010 were obtained from gauging stations located in bypassed sections [Serrières-en-Chautagne (CHA); downstream of Lavours Dam (BEL); Champagneux dam combined with one on the Guiers (BRC), a tributary of the Rhône whose confluence is within the BRC bypassed reach; and Feyzin (Feyzin (PBN); see location in Figure 1] and from gauging stations located in reaches without bypassed sections [Brens (CHA, BEL, and BRC) and Ternay (PBN)]. The discharge time series were provided by the *Compagnie Nationale du Rhône* (CNR).

We also obtained from CNR the official estimates of 10-year flood for gauging stations located in reaches without bypassed sections: Brens (CHA and BEL), Pont de Lagnieu (BRC), and Ternay (PBN). Based on them and the operating requirements for each power plant, we estimated the 10-year flood for each of the bypassed sections.

Next, we computed rating curves from the water levels, which were measured between 1983 and 2011 at cross sections positioned every 0.6 to 1 km by CNR (Table III). We excluded the data measured before 1990 in CHA, 2000 in BEL, 2005 in BRC, and 1990 in PBN for low-flow discharge ($Q < 400/500$) to avoid impact of local changes in channel morphology through time.

Polynomial rating curve fitting was applied following Herschy (1993). The mean standard deviation of data fitting was less than 0.2 m in all study reaches (BEL 0.17 m, BRC 0.12, CHA 0.16 m, and PBN 0.10 m). In general, the greatest deviation occurred at

lower flows (0–500 m³/s), likely because of morphological changes of the river bed and more robust representation of low-flow values. With increasing flow volumes, the deviation of the measured data from the curve generally decreased (Figure 2). This analysis is a goodness-of-fit assessment, not an assessment of the fundamental accuracy of the rating curve. The rating curves are established from the measurement data, so comparison of measurements with rating is simply a measure of variability around the fitted rating curve.

Hydrological connectivity computation and its sensitivity

We assessed spatial and temporal patterns of lateral connectivity using a simple, raster-based method, which we developed in MATLAB and C++ environments. The method projects the water levels derived from the rating curves into the FP to compute overflow discharge and its attributes. Neither hydraulic flow routing nor groundwater dynamics are considered in the analysis because of the lack of bathymetric and flow data for a significant part of the BW and secondary channels. We consider changes in the FP morphology to be negligible because the Rhône in our reaches is a low-gradient river and the studied period is relatively short. The sedimentation rate in former channels, which are much more active in terms of sedimentation than FP features, is lower than 1 cm/year (Citterio & Piegay, 2009).

The procedure requires a DEM, rating curves, and flow time series to calculate relative altitude, overflow discharge, flood frequency, and flood duration for a period determined by the flow time series. The method is based on the idea that the water levels defined by the rating curves are projected into the FP by bilinear interpolation within the quadrilateral defined by pairs of consecutive, nonintersecting cross sections (Figure 3). We assumed that the water level is constant in each of the cross sections and gradually decreases in downstream direction. Although local discrepancies arise, this assumption is plausible because the Rhône in our study reaches has a low gradient and our densely measured rating curves (density of rating curves in Table III) create a solid base for spatial analysis.

Table III. General characteristics of flow data used within each of the bypassed reaches

Study reach	CHA	BEL	BRC	PBN
No. cross sections	15	20	15	17
Average distance between cross-sections (km)	0.68	0.96	0.92	0.59
Average No. of measurements for one cross section	51	62	28	12
Maximal flow survey for water level measurements (m ³ /s)	2580	1870	1494	3050
Minimal flow survey for water level measurements (m ³ /s)	10	24	59	10

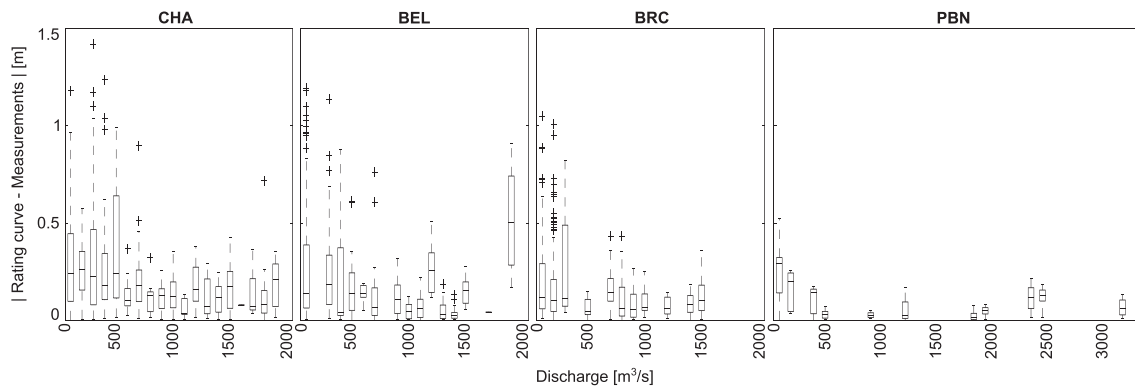


Figure 2. Variability of water levels around the fitted rating curves in the study reaches (from left: CHA, BEL, BRC, and PBN); all rating curves included

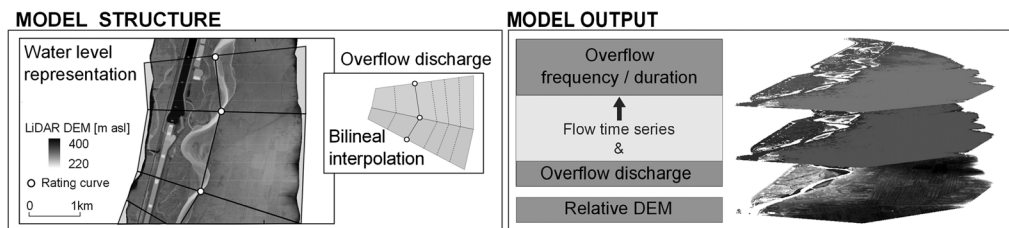


Figure 3. Scheme of model structure

For computation, we discretized the study reach identically to the LiDAR DEM. For each pixel, defined by its position and altitude, we computed overflow discharge. The overflow discharge represented the minimal discharge needed for the pixel to be flooded. It was computed as a discharge corresponding to the water level with an altitude equal to the LiDAR DEM. Because the computation was carried out pixel-wise without consideration of local specifics of the FP morphology, the overflow discharge in the disconnected surface depressions was underestimated. We corrected these underestimations by using a refining algorithm, i.e. breadth-first search with priority queue. The outcome of the procedure was an array that approximated the overflow discharge, where for each pixel, there was a path to the main channel such that all its corresponding pixels had lesser or equal overflow discharge values.

Overflow duration and frequency were computed based on the overflow discharge arrays and flow time-step series. The overflow duration was defined as the number of days when each pixel was flooded from 1986 to 2010. Likewise, the overflow frequency was defined as the number of floods reaching each pixel over this period.

The relative DEM is a representation of altitude differences between the FP surface and a reference water line in the main channel. We determined the zero altitude of relative DEMs as the water level corresponding to summer legal residual discharge within each reach (Table II) that exceeded 54 (CHA), 33 (BEL), 40

(BRC) and 194 (PBN) days per year. This value was chosen to obtain the same hydrological baseline for inter-reach comparison.

All study reaches are bypassed main channels bounded by a dam and a confluence with a diversion channel. To enable the comparison of reaches with different lengths and discharge ranges, we defined an “active FP” as the FP area that is flooded each 1-in-10 years, excluding permanently flooded areas. We excluded the first and last 5% of each bypassed channel length (river kilometres) owing to lower data quality in these areas.

In order to evaluate the influence of LiDAR DEM accuracy on estimated overbank flow at the FP scale, we shifted LiDAR DEM by ± 0.2 m (i.e. expected vertical accuracy of LiDAR DEM) and computed the corresponding overflow discharge. We evaluated the method sensitivity by plotting the difference between overflow discharge computed with official and shifted LiDAR DEM normalized by discharge computed for the altitude of the official LiDAR DEM ($\Delta Q/Q$) and the discharge computed for the official LiDAR DEM normalized by 10-year flood (Q/Q_{10}). We fitted the relation between $\Delta Q/Q$ and Q/Q_{10} using an exponential function because it provided the best fit.

The sensitivity of the method for modelling flooded areas over BW plugs was estimated by comparison of computed upstream overflow discharge in 11 BW channels with values derived from field measurements. The field data were estimated using autonomous data loggers (Di240

and Di501 Diver pressure sensors, manufactured by Schlumberger Water Services, the Netherlands) and validated by field observations during overflow events (see Riquier *et al.*, 2014, for further details).

Hydrological regimes of floodplains and backwaters

Firstly, we compared the hydrologic regime of the active FPs in four bypass reaches. We plotted the distribution of overflow duration and frequency in relation to the relative DEM successively in order to assess the relation between morphology and lateral connectivity of the FP.

Secondly, we compared the longitudinal hydrologic regime of three BW plugs (BEAR, JARI, and MALO). We chose the BW channels with an altitude error less than 1 m. For the thalweg of each BW channel, we extracted the overflow discharge, duration, and frequency from the computed arrays using the ArcGIS 3D Analyst extension.

RESULTS

LiDAR DEM precision and overflow estimation

We first evaluated the difference in altitude between the LiDAR DEM and ground-surveyed DGPS checkpoints according to vegetation cover types and FP units (Table IV and Figure 4). The average absolute accuracy of bare soil measurements was significantly higher than that observed for the shrubs and trees both in FP and in BW plugs (FP: 0.10 *vs* 0.34 and 0.28 m; BW: 0.09 *vs* 0.38 and 0.71 m). The root-mean-squared error (RMSE) and the interquartile range progressively increased with higher vegetation cover type (from 0.14 to 0.92 m and from 0.10 to 0.61 m, respectively). The altitude accuracy for FP areas was generally higher than that observed for BW plugs.

Thalweg altitudes of BW plugs derived from the LiDAR DEM and from field measurements were compared for five BW plugs (Figure 5). Good LiDAR DEM accuracy (usually less than 0.2 m) was obtained for BW channels with broad and poorly vegetated plugs

(MALO, BEAR, and JARI). The thalweg elevations were significantly overestimated (up to 2 m) in narrow overflow channel within the plug and when the plug was covered by shrubs or forest canopy (MOIR and MOLO).

The sensitivity of the overflow discharge at the FP scale is displayed in Figure 6. The greatest sensitivity of the estimated discharge (up to 200%) occurred in low-flow conditions (i.e. less than 20% of Q_{10}). At higher discharges and notably during floods, the discharge estimates were generally sensitive by less than 30%. The greatest sensitivity of overflow discharge estimations was in CHA, and the lowest in BRC.

The computed upstream overbank flow of 11 BW channels was compared with field measurements (Table V and Figure 7). The overall absolute error of overflow discharge varied between 2 and 433 m³/s. An error of less than 150 m³/s was observed for 7 of the 11 BWs. The relative error fluctuated between 1% and 141% of the field values. In 8 BWs, it was less than 30%.

Considering the influence of BW plug attributes on upstream overbank flow estimates, an error of less than 15% of overflow discharge was observed in the BW channel with a wide and unvegetated plug (BROT), while the greatest error was observed in BWs with narrow plugs (MOIR 114% and CERI 141%). Furthermore, all BWs with overflow discharge greater than 500 m³/s were estimated with errors less than 200 m³/s, with relative errors of less than 30% (except JARI).

Flooding pattern within the FP and BWs

The spatial distributions of relative altitude, overflow discharge, frequency, and duration are displayed in Figures 8 and 9, with an inter-reach comparison of flooding pattern shown in Figures 10 and 11.

The largest 10-year flood extent, excluding permanent water bodies, was observed in CHA (0.99 km²/km) and BRC (0.803 km²/km). In PBN (0.134 km²/km), the flooded area was much more restricted, and in BEL, it represented an intermediate case (0.445 km²/km).

Table IV. LiDAR accuracy (measured as DGPS altitude – LiDAR altitude) in the floodplain (FP) and in backwater plugs (BW) for each vegetation cover type

	Bare soil _{FP}	Bare soil _{BW}	Shrubs _{FP}	Shrubs _{BW}	Trees _{FP}	Trees _{BW}
Number of measurements	95	38	69	105	81	114
Abs(mean) (m)	0.10	0.09	0.34	0.38	0.28	0.71
RMSE (m)	0.14	0.11	0.42	0.59	0.38	0.92
25th percentile (m)	−0.13	−0.13	−0.43	−0.43	−0.32	−0.93
Median (m)	−0.07	−0.09	−0.26	−0.23	−0.11	−0.51
75th percentile (m)	−0.03	−0.01	−0.17	−0.09	0.07	−0.32
Abs(75th – 25th percentile)	0.10	0.12	0.26	0.34	0.39	0.61

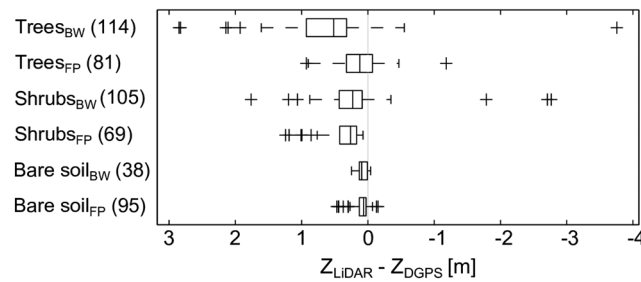


Figure 4. LiDAR accuracy in the floodplain (FP) and in backwaters plugs (BW) according to vegetation cover type, number of measurements marked in brackets

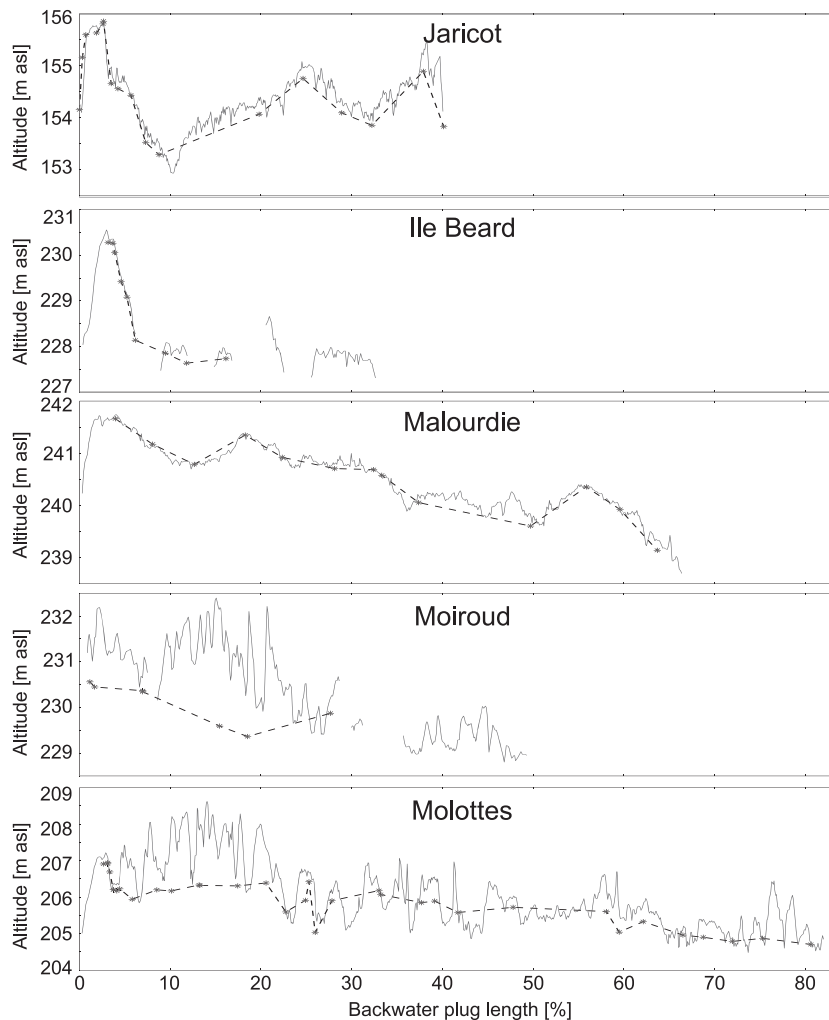


Figure 5. Long profile of backwaters plugs (thalweg-based) from DGPS field measurements (black dotted line) and from DEM (grey line) in five backwaters

We used the statistical distribution of relative altitude as a proxy for the 1-in-10-year FP geometry and topographic pattern diversity. The smallest relative altitude interquartile range was observed in BRC (1.1 m), meaning its FP consisted of a relatively homogeneous topographical pattern above the 150 m³/s

reference water level. CHA and BEL were more morphologically diverse with two intermediate configurations (1.6 and 1.5 m, respectively), while PBN exhibited the highest value (2.4 m). CHA, where a 2.5-m increase of the water level was sufficient to submerge 90% of the area, is positioned considerably lower than the other

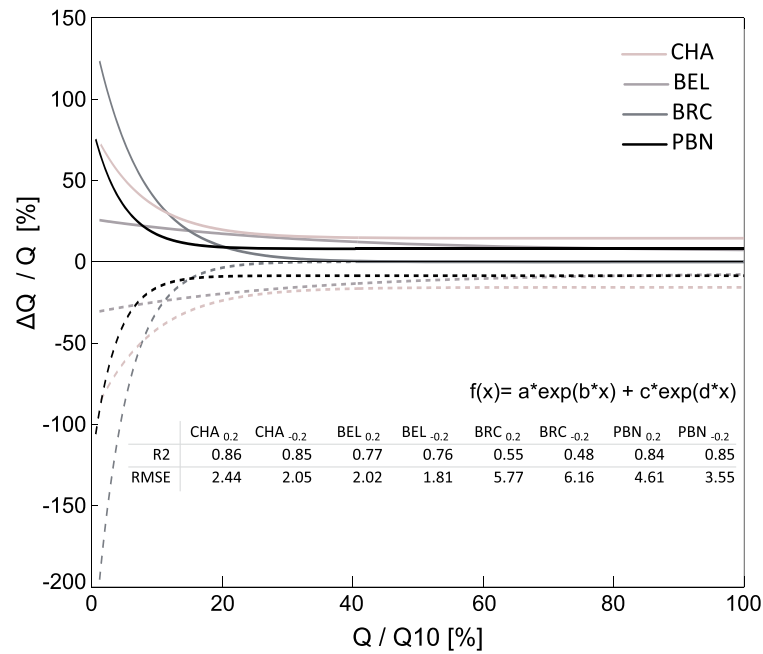


Figure 6. Overflow discharge sensitivity in respect to the expected LiDAR DEM vertical accuracy (± 0.2 m). X-axis corresponds to the overflow discharge normalized by Q_{10} [%], y axis corresponds to the overflow discharge change due to the LiDAR DEM shift (ΔQ) normalized by overflow discharge [%]. The comparison was done for all four study reaches using exponential functions. The full lines display the LiDAR DEM shift by 0.2 m, the dashed lines to -0.2 m. The areas with permanent water were excluded

reaches (BRC 3.9 m, BEL 5.0 m, and PBN 5.3 m). The highest interdecile range of the relative altitude was observed in the PBN reach (4.3 m), indicating a high morphological heterogeneity.

With regard to overflow duration during the 1986–2010 period, a quarter of the FP area was flooded 0.8 (CHA), 0.8 (BEL), 2 (BRC), and 17.7 (PBN) days a year. Half of the active FP was flooded 0.8 (CHA), 0.5 (BEL), 0.9 (BRC), and 4.9 (PBN) days a year. The most remote areas of the active FP were flooded for less than 0.3 (CHA), 0.2 (BEL), 0.4 (BRC), and 0.2 (PBN) days a year.

The distribution of overflow frequency was similar to overflow duration. Here, half of the active FPs was flooded on average 0.5, 0.3, 0.4, and 1.1 times per year in CHA, BEL, BRC, and PBN, respectively. Floodwaters reached 25% of the area on average 0.5 (CHA), 0.5 (BEL), 1.2 (BRC), and 3.2 (PBN) times per year, with

75% of the area flooded 0.4 (CHA), 0.1 (BEL), 0.4 (BRC), and 0.3 (PBN) times per year.

Additional indicators were derived from flooded area characteristics (Figure 11) to assess the heterogeneity of FP habitats with similar hydrological conditions. The most numerous and clearly distinguished habitats in terms of flooding pattern were in BRC, and the least numerous habitats in PBN. Figure 11a also depicts different flooding dynamics in BRC and CHA. While in CHA, the flow usually stayed in the channel and only for flows greater than $939 \text{ m}^3/\text{s}$ (0.8 days/year) flooding the lower levels of the FP through relatively small waterways, BRC was flooded gradually.

The reach most affected by flood perturbations appears to be BRC, followed by CHA, BEL, and PBN (Figure 11b, c). For PBN, the smallest duration and frequency range suggested nearly exclusive water flow in the river channel. PBN has the most disconnected FP

Table V. Precision of computed upstream overflow within the backwaters compared with field measurements

		MALO	BROT	LUIS	MOIR	BEAR	FOUR	CHAN	GRAN	CERI	MOLO	JARI
Field data Model	Q (m^3/s)	989	753	229	417	982	167	433	539	102	560	1801
	Q (m^3/s)	949	653	242	891	784	169	193	394	246	461	1368
	ΔQ (m^3/s)	-40	-97	13	474	-198	2	-240	-145	144	-99	-433
	ΔQ (%)	-4	-13	6	114	-20	1	-55	-27	141	-18	-24

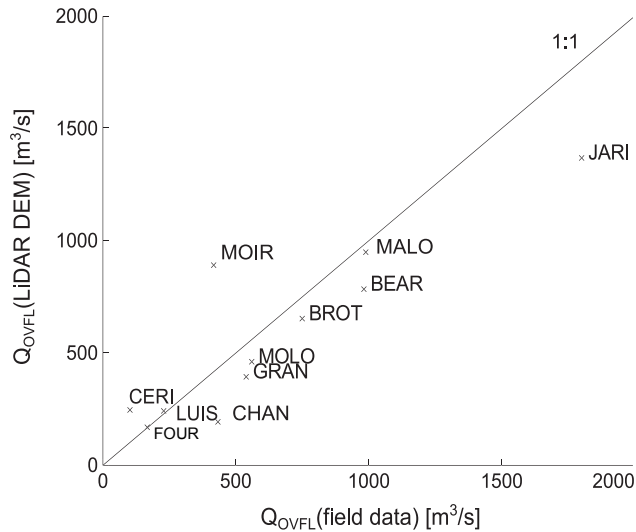


Figure 7. Comparison of measured and modelled upstream overflow discharge in eleven backwaters

despite its twice as high discharge capacity as that of other reaches. Although the flooded area in a 10-year flood was small in comparison with other reaches ($0.134 \text{ km}^2/\text{km}$), significant water fluctuations (indicated by relative altitude range) resulted in the greatest range of the frequency and duration values.

Longitudinal patterns of overflow discharge, duration, and frequency of three BWs are displayed in Figures 12 and 13. These patterns display the maximum discharge (BEA $784 \text{ m}^3/\text{s}$, JAR $1368 \text{ m}^3/\text{s}$, and MAL $949 \text{ m}^3/\text{s}$), corresponding to the discharge above which the BW is connected at its upstream end to the main channel. Transitional semi-aquatic units are depicted by the frequency curve with the highest magnitude (BEAR 200–300 m, JARI 600 m, and MALO 700–850 m).

JARI has a fairly homogeneous connectivity pattern over its plug owing to a significant topographic difference between the permanent water body and the plug, which prevents intense backflows over the plug. In contrast, BEAR and MALO plugs underwent a progressive backflow before being connected upstream so that more distinct sub-sections in terms of flooding patterns were observed: three in BEAR and four to five in MALO.

DISCUSSION

Impact of LiDAR data accuracy on method precision, interpretation of results

Vegetation height proved to have a negative effect on the accuracy of LiDAR DEM (Table IV), causing its predominant overestimation (as in Clark *et al.*, 2004). Similar accuracy was obtained by Hodgson *et al.* (2005) (RMSE of high grass, shrubs, and pine classes: 0.16, 0.36,

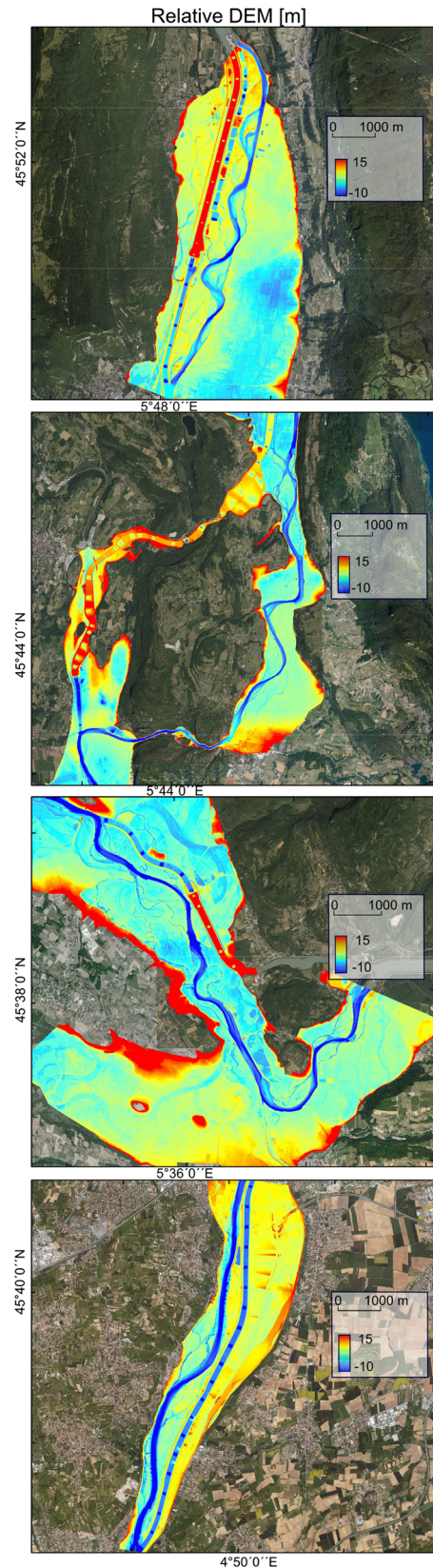


Figure 8. Spatial distribution of relative DEM in all study reaches (from above CHA, BEL, BRC, and PBN). The reference zero elevation corresponds to summer minimal flow

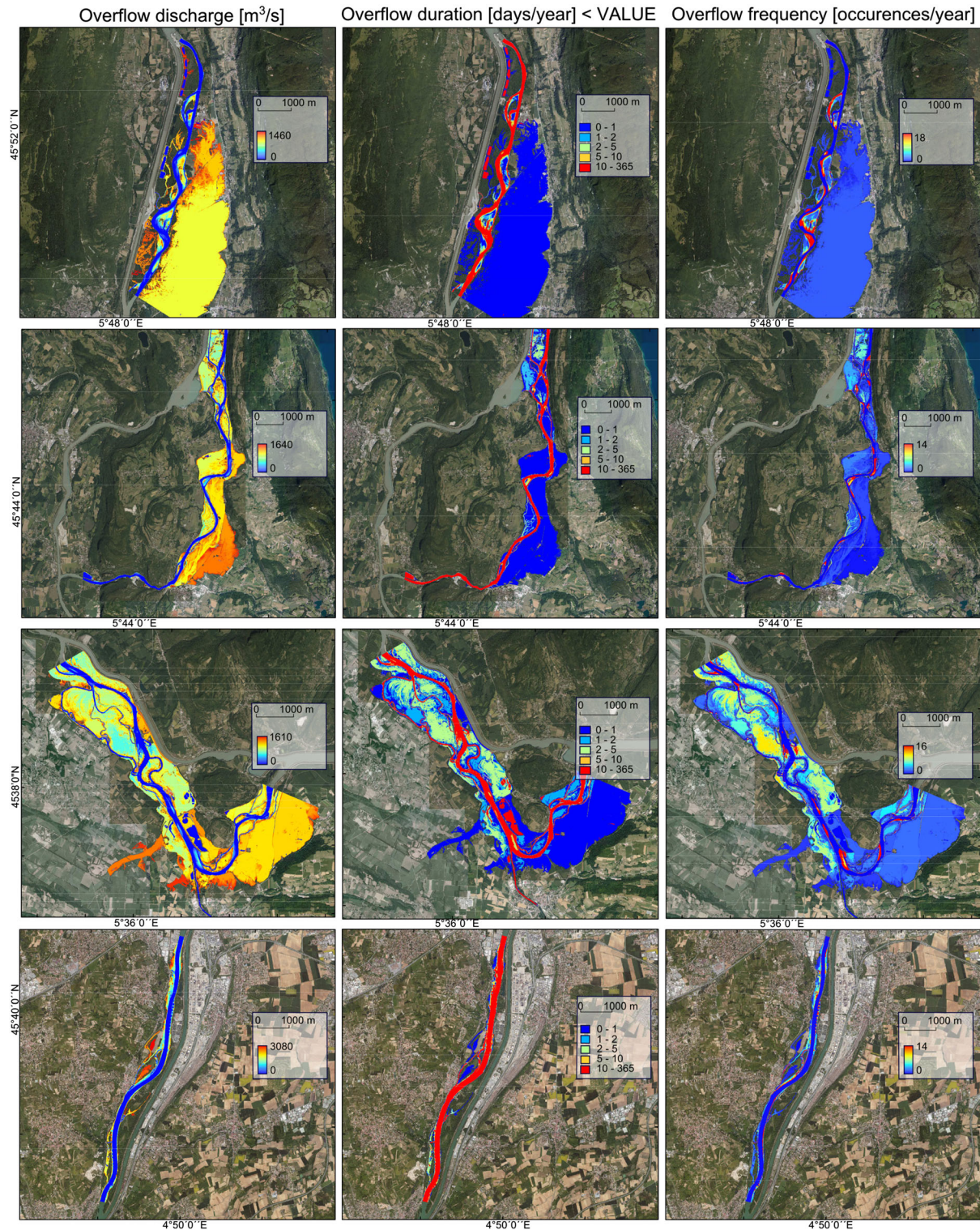


Figure 9. Spatial distribution of overflow discharge, duration, and frequency in study reaches (from above: CHA, BEL, BRC, and PBN). The area of interest corresponds to the 10-year flood extent (permanent water bodies excluded). The overflow frequency and duration are based on data for the period 1986–2010

and 0.28 m, respectively). On the FP scale, the results showed the lowest accuracy under the shrubs cover, which was lesser only by 0.04 m than under tree cover.

Hodgson and Bresnahan (2004) suggested that the highest LiDAR DEM overestimation under shrub units may be related to multi-storey conditions of the shrubs.

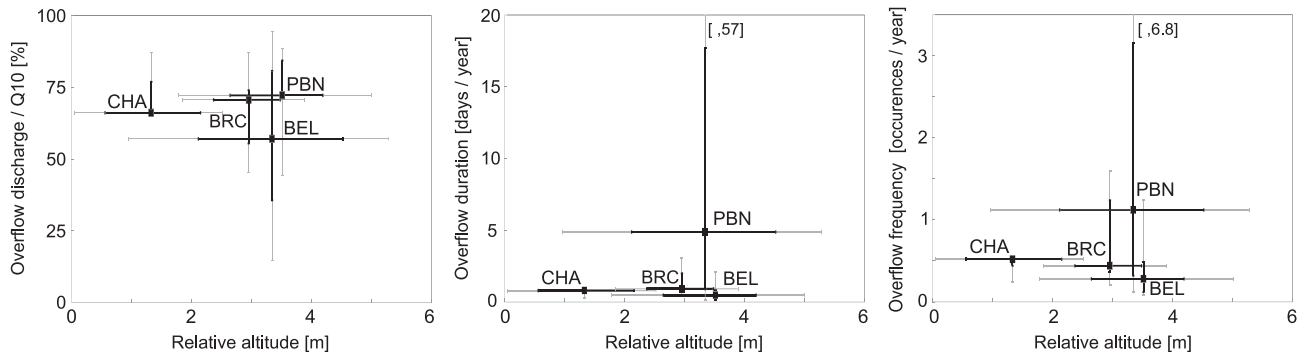


Figure 10. Boxplots linking relative altitude (x-axis) with: (i) overbank flow discharge rated by Q10; (ii) overflow duration (y-axis); and (iii) overflow frequency (y-axis) for floodplain features flooded by the 10-year flood (permanent water bodies excluded) in all study reaches; the 10th, 25th, 50th, 75th and 90th percentiles are displayed. Grey lines refer to interdecile range, black lines to the interquartile range; the median corresponds to the centroid of the 'double-cross' displayed. Data were analysed for the period 1986–2010

The LiDAR DEM is more precise for morphologically homogenous FPs than for morphologically complex BW plugs. We obtained the best LiDAR DEM accuracy in fairly morphologically homogeneous and wide BW plugs without woody cover. The LiDAR DEM accuracy at the FP scale (RMSE 0.14–0.42 m) was comparable with those of Hodgson *et al.* (2005) (RMSE 0.15–0.36 m) and Su and Bork (2006) (RMSE 0.02–0.59 m). On the other hand, the LiDAR DEM accuracy in BWs was lower for

all vegetation classes, most likely because of the combined effect of channel width, steep bank slope, and vegetation height. A negative influence of steep bank slopes was also depicted by Hodgson and Bresnahan (2004) and specifically in river channels by Heritage *et al.* (2009). Hodgson and Bresnahan (2004) observed elevation errors for steeper slopes (e.g. 25°) twice as large as those for low slopes (e.g. 1.5°). Heritage *et al.* (2009) concluded that LiDAR provides a reasonably good

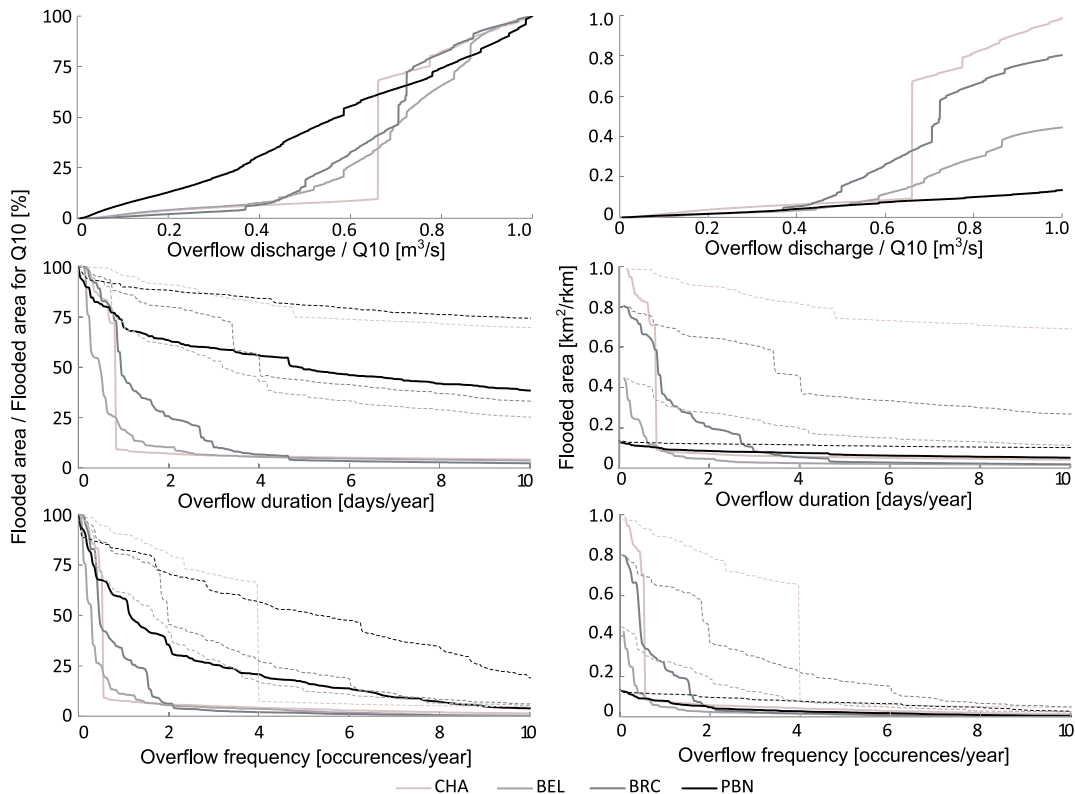


Figure 11. Cumulative distribution curve of flooded area (left: [% of area flooded for Q10]; right: [km²/km] to (a) overflow discharge rated by Q10 [m³/s], (b) duration [days/year], and (c) frequency [occurrences/year]. Full lines represent present state, dotted lines represent situations without water diversion to power plant canals (discharge time series in BRC do not include the Guiers tributary)

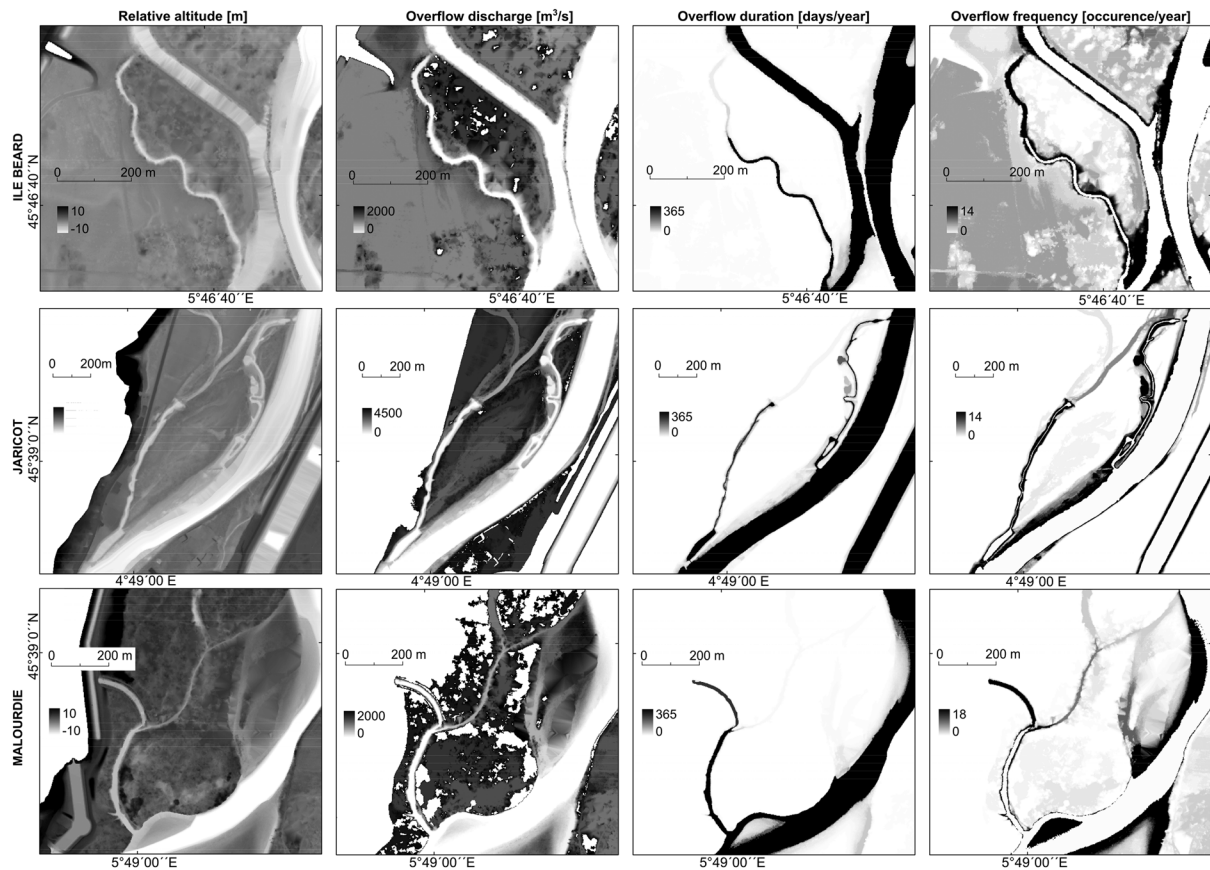


Figure 12. Relative DEM, overflow discharge, frequency, and duration mapped for each of three studied backwaters (BEAR, JARI, MALO) for the 1986–2010 period

representation of flat surfaces within a river, but sharp slope breaks should be measured by a morphologically based field survey.

The LiDAR DEM accuracy affected the precision of the estimated overflow discharge. The LiDAR DEM shift by $\pm 0.2\text{ m}$ caused a change of overflow discharge on

average of up to 30%, with a very high error observed for frequent flows. In BW plugs, the accuracy of absolute overbank discharge varied on the average by 38% (Table V). In BWs, the altitude error (Figure 5) proved to be more significant than the error arising from the fitted rating curve (Figure 2). Besides the error arising from

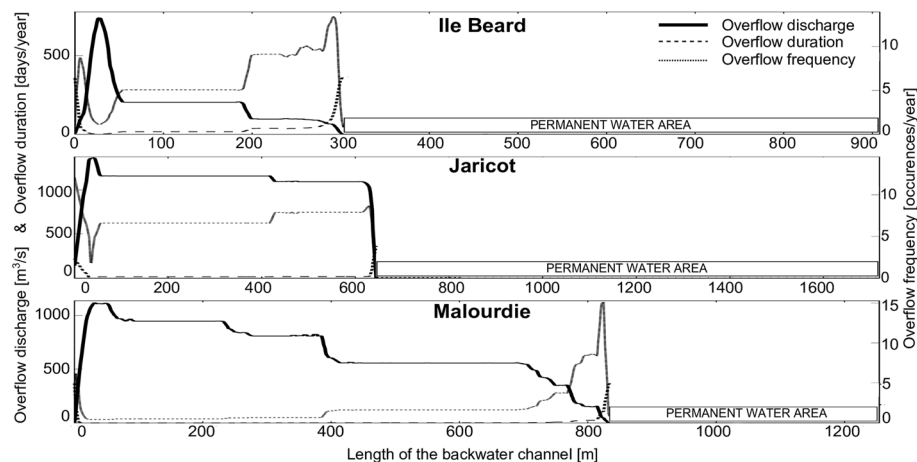


Figure 13. Longitudinal pattern of overflow discharge, frequency, and duration within three studied backwaters (BEAR, JARI, MALO) for the 1986–2010 period

data accuracy, there are also errors associated with the introduced methodology. Because the method does not consider surface properties (e.g. surface roughness, soil permeability, and moisture) and hydraulic flow routing, the computed overflow discharge represents the minimum estimate, while frequency and duration the maximum estimate. This applies especially for areas with great extent (e.g. fields), where the flow would need to stay constant or increase for a certain time for the whole area to be flooded. On the other hand, the results of duration and frequency can be underestimated in areas where other water sources such as groundwater, lateral seepage, or local tributary are present.

In summary, the method is most suitable for FPs with fairly homogeneous morphology as well as for smaller FP features such as BWs with either a wide overflow channel or limited woody vegetation. A more detailed analysis based on field data and modelling would be necessary to achieve more refined understanding of the distribution of water on the FP. Increased costs of such analysis would need to be balanced with the increase in information content.

Flooding pattern within FP and BWs

The presented method is focused on the spatial extent and temporal dynamics of FP connectivity, using overflow frequency and duration as proxies. These, combined with discharge magnitude, timing, and predictability, constitute the ecologically relevant flow parameters (Merritt *et al.*, 2010; Gurnell and Petts, 2011).

The results provide quantified information that supports the work of Bravard *et al.* (1986), who claimed that the BRC was the reach with the greatest potential for ecological diversity. Such ecological richness could be related to the observed range of flooding conditions and the extent of connected FP for 1-in-10-year floods.

Moreover, the results can serve to explain the heterogeneity of flooding patterns among reaches. Because of differences in geomorphic evolution, the Rhône downstream of Lyon, notably the PBN reach, has been more regulated for navigation purposes than the upper Rhône. Moreover, the impacts on peak flows and bedload transport due to bypassing the main channel are still recent on the upper Rhône when compared with PBN. The upper Rhône reaches have not yet completely adjusted to these new conditions. Dams were built in 1986 in BRC and 1981 in BEL and CHA, compared with 1966 in PBN. This explains why PBN is so different. Its FP is so disconnected from the main channel because its channel incised much more significantly and earlier than in the upper reaches (Parrot *et al.* 2013). Moreover, the channel morphology in BRC, BEL, and CHA is still evolving, whereas in PBN, the channel is now completely

fixed, so we should expect some additional changes in terms of FP channel connectivity in these upper reaches over the coming decades.

As a consequence, PBN is the most disconnected reach, and the hydrological effects of bypassing in the 20th century (e.g. peak flow lowering) changed almost nothing in terms of overbank flow duration or frequency in this reach. For the other three, bypassing has had a very significant influence, notably on CHA and BRC. When considering that each bypass channel conveys the entire 1-in-10-year flood, the adjacent flooded areas increased by 0.13, 0, 0.01, and 0.15 km²/km (e.g. 13.1%, 0%, 0.6%, and 107% of the present flooded area) in CHA, BEL, BRC, and PBN, respectively (Figure 11). The less affected reaches were BEL and PBN, whereas the most affected ones were CHA and BRC. Furthermore, the results obtained here could be further applied to assess impact of the dams on the hydrological regime of the FP or to quantify the potential benefits of flow augmentation on FP habitat conditions.

The different flow patterns of the studied BWs (see overflow frequency and duration curve Figure 12) illustrate the variability of their hydrological regimes and so their potential habitat conditions. Such longitudinal patterns are controlled by the BW plug geometry. Jaricot plug is very often flooded compared with Beard and Malourdie, but fairly homogeneously. Malourdie showed a set of different sub-sections flooded step by step between 7 and 15 times per year, which were variously influenced by main channel overflow and backwatering. Two main sub-sections were also observed in Ile Beard, but both were much less frequently flooded. Such patches are expected to have a fairly long life span as shown by Riquier *et al.* (2014), partly because of a low overbank sedimentation rate and a long bedload transport and geomorphic dynamisms. Patch characterization is then a valuable strategy to assess the inner habitat diversity within former channels.

Ecologically interesting are the transitional, semi-aquatic zones of the BWs, also known as the aquatic terrestrial transition zone (Junk *et al.*, 1989), because they represent the interface between the aquatic and terrestrial environment. They are also very sensitive to the flood perturbation regime (Citterio and Piégay, 2009) and potentially serve as biodiversity hotspots within fluvial corridors (Piégay *et al.*, 2002; Stella *et al.*, 2011). Thus, this approach offers a good opportunity to validate this hypothesis of intermediate perturbation as a peak of ecological diversity in such conditions (Connell, 1978) by providing a typology of the hydrological connectivity of plug sub-sections that could be related to ecological diversity and habitat complexity.

For further analysis, the habitat diversity could be expressed by the distribution of overflow frequency

related to the relative length of plug, to provide a preliminary analysis and basic indication of the distinct habitat preferences of diverse living communities.

CONCLUSION

Although LiDAR data offer one of the most precise available representations of topography, its suitability for analysis in riverine environments depends on scale and biophysical context.

In this framework, spatial representation of the overflow discharge, frequency, and duration within the FP is a valuable contribution to river ecology. This methodology for mapping the overflow-driven lateral connectivity can be used to assess the ecological potential of FP to generate habitat diversity and its potential evolution through time both retrospectively and prospectively. Thus, the data can serve as a basis for exploring ecological diversity, for designing a biological sampling strategy, and also for evaluating river management, both to better understand human impacts on FP channel connectivity and to better design restoration programmes.

The method can be further developed by use of high-accuracy DEM within a channel network, which would enable the application of 2D hydraulic modelling and groundwater modelling. So obtained results would improve the estimations of habitat conditions notably in former channels (Graillot *et al.*, 2014).

While further work is required to improve the methodology, this initial approach forms a solid basis for a more detailed, systematic framework to expand our spatial and temporal understanding of the hydrological dynamics of FPs and to provide better information for designing management policies.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was performed within the Observatoire Homme-Milieu Vallée du Rhône as part of the scientific monitoring of the Rhône restoration programme (RhônEco). We particularly thank the partners who funded this programme (Compagnie Nationale du Rhône, Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, Région Rhône-Alpes, Rhône local collectivities, and EU FEDER programme), the Slovak Scientific Grant Agency VEGA (project no. 1/0937/11), the Slovak Research and Development Agency under the contract no. APVV-0625-11, the National Scholarship Programme of the Slovak Republic, and the ERASMUS Programme for their financial support, with special gratitude to our colleagues in this work, particularly O. Budac, N. Lamouroux, J.M. Olivier, R. Jenkinson, and the engineers of the ISIG platform of ENS for providing field and laboratory equipment and technical support.

REFERENCES

- Adams J, Chandler J. 2002. Evaluation of LiDAR and medium scale photogrammetry for. *Photogrammetric Record* **17**(99): 405–418.
- Alsdorf D, Bates PD, Melack J, Wilson M, Dunne T. 2007. Spatial and temporal complexity of the Amazon flood measured from space. *Geophysical Research Letters* **34**(8): Article number L08402.
- Amoros C, Bornette G. 2002. Connectivity and biocomplexity in waterbodies of riverine floodplains. *Freshwater Biology* **47**: 761–776.
- Amoros C, Elger A, Dufour S, Grosprêtre L, Piégay H, Henry C. 2005. Flood scouring and groundwater supply in rehabilitated side-channels of the Rhône River, France: sedimentation and aquatic vegetation responses. *Archiv für Hydrobiologie. Supplementband. Large rivers* **15** (1–4): 147–167.
- Bates PD, De Roo AP. 2000. A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology* **236**: 54–77.
- Bates PD, Wilson MD, Horritt MS, Mason DC, Holden N, Currie A. 2006. Reach scale floodplain inundation dynamics observed using airborne synthetic aperture radar imagery: data analysis and modelling. *Journal of Hydrology* **328**(1–2): 306–318.
- Bertoldi W, Gurnell AM, Drake NA. 2011. The topographic signature of vegetation development along a braided river: results of a combined analysis of airborne LiDAR, color air photographs, and ground measurements. *Water Resources Research* **47**(6), W06525.
- Bornette G, Amoros C, Piégay H, Tachet J, Hein T. 1998. Ecological complexity of wetlands within a river landscape. *Biological Conservation* **85**: 35–45.
- Bornette G, Piégay H, Citterio A, Amoros C. 2001. Aquatic plant diversity in four river floodplains : a comparison at two hierarchical levels. *Biodiversity and Conservation* **10**: 1683–1701.
- Bravard JP, Amoros C, Pautou G. 1986. Impact of civil engineering work on the successions of communities in a fluvial system. A methodological and predictive approach applied to a section of the Upper Rhône River, France. *Oikos* **47**: 92–111.
- Bravard JP. 2010. Discontinuities in braided patterns: the River Rhône from Geneva to the Camargue delta before river training. *Geomorphology* **117**(3–4): 219–233.
- Cavalli M, Tarolli P, Marchi L, Fontana G. 2008. The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *Catena* **73**: 249–260.
- Chiarello E, Amoros C, Pautou G, Jolion JM. 1998. Succession modeling of river floodplain landscapes. *Environmental Modelling & Software* **13** (1): 75–85.
- Citterio A, Piégay H. 2009. Overbank sedimentation rates in former channel lakes: characterization and control factors. *Sedimentology* **56** (2): 461–482.
- Clark ML, Clark DB, Roberts DA. 2004. Small-footprint LiDAR estimation of sub-canopy elevation and tree height in a tropical rain forest landscape. *Remote Sensing of Environment* **91**(1): 68–89.
- CNR (Compagnie Nationale du Rhône). 2001. Étude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Unpublished Report, Lyon, France.
- Connell JH. 1978. Diversity in tropical rain forests and coral reefs. *Science* **199**: 1302–1310.
- Constantine JA, Dunne T, Piégay H, Kondolf GM. 2010. Controls on the alluviation of oxbow lakes by bed-material load along the Sacramento River, California. *Sedimentology* **57**(2): 389–407.
- Cook A, Merwade V. 2009. Effect of topographic data, geometric configuration and modeling approach on flood inundation mapping. *Journal of Hydrology* **377**(1–2): 131–142.
- Croke J, Fryirs K, Thompson C. 2013. Channel–floodplain connectivity during an extreme flood event: implications for sediment erosion, deposition, and delivery. *Earth Surface Processes and Landforms* **38** (12): 1444–1456.
- Glińska-Lewczuk K. 2009. Water quality dynamics of oxbow lakes in young glacial landscape of NE Poland in relation to their hydrological connectivity. *Ecological Engineering* **35**(1): 25–37.
- Graillot D, Paran F, Bornette G, Marmonier P, Piscart C, Cadilhac L. 2014. Coupling groundwater modeling and biological indicators for identifying river/aquifer exchanges. *SpringerPlus* **3**(1): 68.

- Guo Q, Li W, Yu H, Alvarez O. 2010. Effects of topographic variability and lidar sampling density on several DEM interpolation methods. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **76**(6): 1–12.
- Gurnell A, Petts G. 2011. Hydrology and Ecology of River Systems. In *Treatise on Water Science*, Wilderer P (ed). Elsevier: Oxford; 237–269. ISBN 9780444531995
- Hamilton SK, Kelndorfer J, Lehner B, Tobler M. 2007. Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru). *Geomorphology* **89**: 23–38.
- Hauer C, Mandlbürger G, Habersack H. 2009. Hydraulically related hydro-morphological units: description based on a new conceptual mesohabitat evaluation model (MEM) using LiDAR data as geometric input. *River Research and Applications* **25**(1): 29–47.
- Hauer C, Mandlbürger G, Schober B, Habersack H. 2012. Morphologically related integrative management concept for reconnecting abandoned channels based on airborne LiDAR data and habitat modelling. *River Research and Applications*. DOI: 10.1002/rra
- Heritage GL, Milan DJ, Large AR, Fuller IC. 2009. Influence of survey strategy and interpolation model on DEM quality. *Geomorphology* **112** (3–4): 334–344.
- Hersch R. 1993. The stage-discharge relation. *Flow Measurement and Instrumentation* **4**(1): 11–15.
- Hodgson ME, Bresnahan P. 2004. Accuracy of Airborne Lidar-Derived Elevation: Empirical Assessment and Error Budget. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **70**(3): 331–339.
- Hodgson M, Jensen J, Raber G, Tullis J, Davis B, Thompson G, Schuckman K. 2005. An evaluation of LiDAR-derived elevation and terrain slope in leaf-off conditions. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **71**(7): 817–823.
- Hooke JM. 1995. River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. *Geomorphology* **14**(3): 235–253.
- Hudson PF, Heitmüller FT, Leitch MB. 2012. Hydrologic connectivity of oxbow lakes along the lower Guadalupe River, Texas: the influence of geomorphic and climatic controls on the “flood pulse concept”. *Journal of Hydrology* **414**: 174–183.
- Jacobson RB, Janke TP, Skold JJ. 2011. Hydrologic and geomorphic considerations in restoration of river-floodplain connectivity in a highly altered river system, Lower Missouri River, USA. *Wetlands Ecology Management* **19**: 295–316.
- Junk WJ, Bayley PB, Sparks RE. 1989. The flood pulse concept in river-floodplain systems. *Canadian Special Publication Fisheries and Aquatic Sciences* **106**: 110–127.
- Kupfer JA, Meitzen KM, Pipkin AR. 2010. Hydrogeomorphic controls of early post-logging successional pathways in a southern floodplain forest. *Forest Ecology and Management* **259**(10): 1880–1889.
- Lang M, McDonough O, McCarty G, Oesterling R, Wilen B. 2012. Enhanced Detection of Wetland-Stream Connectivity Using LiDAR. *Wetlands* **32**(3): 461–473.
- Lauer WD, Parker G. 2008. Net local removal of floodplain sediment by river meander migration. *Geomorphology* **96**: 123–149.
- Marriott SB. 2004. Floodplain. In *Encyclopedia of geomorphology: A-I. Vol. 1.*, Goudie A (ed). Routledge-Taylor & Francis: London; 381–384.
- Marks K, Bates P. 2000. Integration of high-resolution topographic data with floodplain flow models. *Hydrological Processes* **14**(11–12): 2109–2122.
- Merritt DM, Scott ML, LeRoy Poff N, Auble GT, Lytle DA. 2010. Theory, methods and tools for determining environmental flows for riparian vegetation: riparian vegetation-flow response guilds. *Freshwater Biology* **55**(1): 206–225.
- Mertes LAK, Daniel DL, Melack JM, Nelson B, Martinelli LA, Forsberg BR. 1995. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. *Geomorphology* **13**: 215–232.
- Milan DJ, Heritage GL, Large AR, Fuller IC. 2011. Filtering spatial error from DEMs: implications for morphological change estimation. *Geomorphology* **125**(1): 160–171.
- Negishi J, Sagawa SS, Kume M, Ohmori T, Miyashita T, Kayaba Y. 2012. Using Airborne Scanning Laser Altimetry (LiDAR) to estimate surface connectivity of floodplain water bodies. *River Research and Applications* **28**: 258–267.
- Notebaert B, Verstraeten G, Govers G, Poesen J. 2009. Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms* **34**: 217–231.
- Notebaert B, Piégay H. 2013. Multi-scale factors controlling the pattern of floodplain width at a network scale: the case of the Rhône basin, France. *Geomorphology* **200**: 155–171.
- Paillex A, Dolédec S, Castella E, Méricoux S, Aldridge DC. 2013. Functional diversity in a large river floodplain: anticipating the response of native and alien macroinvertebrates to the restoration of hydrological connectivity. *Journal of Applied Ecology* **50**(1): 97–106.
- Parrot E, Piégay H, Tal M, Vaudor L, Fantino G. 2013. Action 1: analyse de l'évolution géométrique du lit du Rhône de Genève à la mer. *Unpublished report*, Observatoire des Sédiments du Rhône, CNRS, 103
- Phillips JD. 2013. Hydrological connectivity of abandoned channel water bodies on a coastal plain river. *River Research and Applications* **29**: 149–160.
- Piégay H, Bornette G, Grante P. 2002. Assessment of silting-up dynamics of eleven cut-off channel plugs on a free-meandering river (Ain River, France). In *Applied Geomorphology, Theory and Practice*, Allison RJ (ed). John Wiley and Sons: Chichester; 227–247.
- Piégay H, Hupp CR, Citterio A, Dufour S, Moulin B, Walling DE. 2008. Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cutoff channel infill deposits: Ain River, France. *Water Resources Research* **44**(5): 1–18.
- Poggio L, Soille P. 2011. A probabilistic approach to river network detection in digital elevation models. *Catena* **80**(3): 341–350.
- Pringle C. 2003. What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important? *Hydrological Processes* **17**(13): 2685–2689.
- Riquier J, Piégay H, Šulc Michalková M. 2014. Hydromorphological conditions in eighteen restored floodplain channels along a large river: linking patterns to processes. *Freshwater Biology*. DOI: 10.1111/fwb.12411
- Stella JC, Hayden MK, Battles JJ, Piégay H, Dufour S, Fremier AK. 2011. The Role of Abandoned Channels as Refugia for Sustaining Pioneer Riparian Forest Ecosystems. *Ecosystems* **14**(5): 776–790.
- Su J, Bork E. 2006. Influence of vegetation, slope, and LiDAR sampling angle on DEM accuracy. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **72**(11): 1265–1274.
- Trigg MA, Bates PD, Wilson MD, Schumann G, Baugh C. 2012. Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River. *Water Resources Research* **58**: 1–17.
- Verrelst J, Geerling GW, Sykora KV, Clevers JGPW. 2009. Mapping of aggregated floodplain plant communities using image fusion of CASI and LiDAR data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* **11**(1): 83–94.
- Ward JV. 1989. The four-dimensional nature of lotic ecosystems. *Journal of the North American Benthological Society* **2**: 2–8.
- Ward JV, Tockner K, Arscott DB, Claret C. 2002. Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology* **47**: 517–539.

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014WR015581

Key Points:

- Water shifts due to climatic fluctuations between floodplain storage reservoirs
- Anthropogenic changes to hydrology directly impact water available to trees
- Ecohydrologic approaches to integration of hydrology afford new possibilities

Supporting Information:

- Read Me
- Dataset 1
- Supporting Figures 1 and 2

Correspondence to:

M. B. Singer,
bliss@eri.ucsb.edu

Citation:

Singer, M. B., C. I. Sargeant, H. Piégay, J. Riquier, R. J. S. Wilson, and C. M. Evans (2014), Floodplain ecohydrology: Climatic, anthropogenic, and local physical controls on partitioning of water sources to riparian trees, *Water Resour. Res.*, 50, doi:10.1002/2014WR015581.

Received 14 MAR 2014

Accepted 6 MAY 2014

Accepted article online 13 MAY 2014

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Floodplain ecohydrology: Climatic, anthropogenic, and local physical controls on partitioning of water sources to riparian trees

Michael Bliss Singer^{1,2}, Christopher I. Sargeant¹, Hervé Piégay³, Jérémie Riquier³, Rob J. S. Wilson¹, and Cristina M. Evans^{1,4}

¹Department of Earth and Environmental Sciences, University of St Andrews, St Andrews, UK, ²Earth Research Institute, University of California Santa Barbara, Santa Barbara, California, USA, ³Université Lyon, UMR 5600—CNRS, Site ENS-Lyon, ISIG Plateforme, Lyon, France, ⁴School of Mathematics and Statistics, University of St Andrews, St Andrews, UK

Abstract Seasonal and annual partitioning of water within river floodplains has important implications for ecohydrologic links between the water cycle and tree growth. Climatic and hydrologic shifts alter water distribution between floodplain storage reservoirs (e.g., vadose, phreatic), affecting water availability to tree roots. Water partitioning is also dependent on the physical conditions that control tree rooting depth (e.g., gravel layers that impede root growth), the sources of contributing water, the rate of water drainage, and water residence times within particular storage reservoirs. We employ instrumental climate records alongside oxygen isotopes within tree rings and regional source waters, as well as topographic data and soil depth measurements, to infer the water sources used over several decades by two co-occurring tree species within a riparian floodplain along the Rhône River in France. We find that water partitioning to riparian trees is influenced by annual (wet versus dry years) and seasonal (spring snowmelt versus spring rainfall) fluctuations in climate. This influence depends strongly on local (tree level) conditions including floodplain surface elevation and subsurface gravel layer elevation. The latter represents the upper limit of the phreatic zone and therefore controls access to shallow groundwater. The difference between them, the thickness of the vadose zone, controls total soil moisture retention capacity. These factors thus modulate the climatic influence on tree ring isotopes. Additionally, we identified growth signatures and tree ring isotope changes associated with recent restoration of minimum streamflows in the Rhône, which made new phreatic water sources available to some trees in otherwise dry years.

1. Introduction

An important challenge in ecohydrology is identifying the direct controls exerted by water or its absence on vegetation. It is particularly important to separate the influences of climatically driven water availability from local, site-based physical factors and anthropogenic impacts to the water cycle. This is possible using trees that record hydrologic signatures in their annual growth rings. Such knowledge would improve efforts to characterize past climate over large areas, to model catchment hydrology, and to predict growth responses to changing climate within individual trees, across forest stands, or even over broad regions of the globe. It could also be used to better understand the recent history of partitioning between water storage reservoirs (e.g., vadose versus phreatic zones). This would support drainage basin water management, as well as restoration of river flows and of forest resources. In this paper, we endeavor to disentangle the primary controls on water availability to trees rooted in floodplains of the Rhône River in France. We use historical time series of tree ring oxygen isotopes, ring width chronologies, instrumental climate data, high-resolution topography, and soil depth measurements to identify climatic, anthropogenic, and physical controls on spatial and temporal variability of water sources used by streamside trees and their influence on annual tree growth within this major river floodplain.

A basic premise here is that vegetation is dependent on the hydrologic cycle because water is fundamental to plant growth and functioning. Essentially, vegetation growth, especially for mature trees, responds to fluctuations in water availability and these response signals are detectable within vegetative tissues such as growth rings (see *Fritts* [1976] for an early review). Although ecological factors (e.g., competition between species, parasitism, infestation) influence tree growth both at the individual tree and stand level [*Fritts and*

Swetnam, 1989], they can be straightforwardly assessed a priori and their influence on ring width series removed using flexible detrending approaches. Therefore, we may assume that for mature trees in temperate regions within a limited area and with no clear ecological disturbance, water availability is a first-order control on growth of trees, so long as variability of solar radiation, temperature, and relative humidity is low and stationary. An individual tree within such an area should therefore record annual information about its access to water with respect to climatic drivers (growing season soil moisture and/or water table elevation), as well as local conditions (depth of soil and elevation of roots above the water table). Moreover, if the hydrologic cycle has been affected by humans (e.g., extracting dry season irrigation water causing local water table decline or by impounding flow upstream), changes in water availability from particular hydrologic sources should also be evident within vegetation [*Amlin and Rood*, 2003; *Rains et al.*, 2004; *Snyder and Williams*, 2007].

The practice of reconstructing past precipitation and discharge regimes via tree rings has been widespread since the development and subsequent improvement of methods relating tree ring width to indices of wet and dry years [e.g., *Cook and Kairiukstis*, 1990; *Douglass*, 1920; *Fritts*, 1976]. These methods have been augmented in recent decades with the advent of isotopic analysis of oxygen and hydrogen in the source water used in the construction of tree rings (see *McCarroll and Loader* [2005] for a review). This has yielded insight into variability of past climate [*Burk and Stuiver*, 1981; *Edwards and Fritz*, 1986; *Epstein and Yapp*, 1976; *Gray and Thompson*, 1976; *Saurer et al.*, 2000] and the site-based conditions [e.g., *Dupouey et al.*, 1993; *Saurer et al.*, 1995, 1997; *Snyder and Williams*, 2000; *Stromberg and Patten*, 1996; *Zencich et al.*, 2002] contributing to annual differences in isotopic signatures and tree growth. Several studies have used isotopes to identify water sources taken up by particular species [e.g., *Alstad et al.*, 1999; *Dawson and Ehleringer*, 1991; *Saurer et al.*, 2000], as well as to distinguish between water sources used by co-occurring species and to identify their temporal fluctuations [*Busch et al.*, 1992; *Marshall and Monserud*, 2006; *Singer et al.*, 2013; *Snyder and Williams*, 2000].

Oxygen isotopic ratios, $\delta^{18}\text{O}$, within tree ring cellulose reflect source waters used for tree growth, exchange with the atmosphere during transpiration, and the biochemical fractionation that occurs during photosynthesis [*McCarroll and Loader*, 2005]. In general, cellulose $\delta^{18}\text{O}$ values are highly enriched by 27‰ compared with the source waters for all species [*Roden et al.*, 2000]. Although there is no fractionation of oxygen during uptake by roots [*Ehleringer and Dawson*, 1992], this high enrichment is associated with the formation of cellulose from sucrose in the incipient tree ring [*Sternberg and DeNiro*, 1983]. There is also variable fractionation in the form of evaporative enrichment within leaves (due to interactions between leaf water and atmospheric water vapor that depends on temperature, pressure, and water vapor). Ultimately, $\delta^{18}\text{O}$ in tree ring cellulose contains a complex mixture of the signals of leaf-water enrichments and source water used by trees, so knowledge of the meteorologic conditions and the mixture of source water is required to constrain isotopic interpretations [*Barbour et al.*, 2004; *Roden and Ehleringer*, 1999; *Roden et al.*, 2000; *Waterhouse et al.*, 2002]. These factors may both vary annually as the climate fluctuates, in terms of precipitation, temperature, and relative humidity, and as the source water mixture available to trees shifts between different sources (e.g., precipitation, groundwater).

In order to improve the understanding of isotopic signatures in tree rings, some research has attempted to model the biochemical processes of atom exchange during photosynthesis in leaves and cellulose formation producing tree rings [e.g., *Barbour et al.*, 2004; *Flanagan et al.*, 1991; *Roden et al.*, 2000], based on isotopic fractionation theory applied to vegetation [*Craig and Gordon*, 1965; *De Niro and Epstein*, 1979]. One such model was employed using data from trees grown in controlled conditions and found a significant influence of relative humidity on tree ring cellulose for hydrogen and oxygen isotopes [*Roden and Ehleringer*, 1999, 2000]. This work showed that leaf-water enrichment induces variability in relationships between isotopes within water sources and tree ring cellulose. Subsequently, *Barbour et al.* [2004] modeled the modulating influence of the Péclet effect on leaf water, the advection of unfractionated source water to the leaf opposed by the backward diffusion of evaporatively enriched water [*Farquhar and Lloyd*, 1993], and adapted the Roden model for $\delta^{18}\text{O}$ in cellulose accordingly. Both of these modeling studies demonstrate that leaf-water enrichment is fundamental to cellulose isotopic composition, although there is general acknowledgement that it should be more pronounced in environments with low humidity and low precipitation [e.g., *Roden et al.*, 2005, Figure 2; *Farquhar et al.*, 2007]. Other studies have identified weaknesses in attempting to back calculate $\delta^{18}\text{O}$ in cellulose considering only relative humidity, ring width, and

temperature [Anderson *et al.*, 2002], suggesting that source water taken up by tree roots may be the more dominant signal contained within tree rings in environments where these climatic variables have low interannual variability.

When comparing co-occurring trees within the same study plot, the effects of relative humidity may be considered uniform for all trees at a site within a particular growing season, such that differences in tree ring isotopes can be defensibly considered to be a function of variable source waters used for tree growth. However, large interannual differences in relative humidity may mask source water switching between years [Barbour, 2007; Roden *et al.*, 2005]. We address this issue below (*Analysis of the Impact of Climate Variables on $\delta^{18}\text{O}$*) in order to isolate source water contributions to tree ring oxygen isotopes.

A major gap within most previous environmental tree ring isotopic research is the lack of characterization of hydrologic partitioning at the site scale, which may exert first-order controls on annual water availability to trees, the annually recorded isotopic signature, and corresponding tree growth [Brooks *et al.*, 2010; Plamboeck *et al.*, 1999; Saurer *et al.*, 1995]. Water content in the root zone, particularly within a riparian setting, is derived from various water sources depending on the dominant processes in the hydrologic cycle within a particular year (e.g., precipitation infiltration versus groundwater table rise), each of which may vary isotopically on a seasonal basis [Brooks *et al.*, 2010; Roden *et al.*, 2000]. Moreover, this hydrologic variability is not spatially uniform, depending on local physical conditions affecting water infiltration and retention, such as soil texture which impacts hydraulic conductivity [Jarvis *et al.*, 2013; Plamboeck *et al.*, 1999].

Several physical variables germane to hydrologic partitioning, including local topography and soil depth, are poorly resolved for most forest locations, especially at the scale of individual trees. Yet they may have important influence over water availability and thus isotopic signatures of source waters to trees at various rooting depths. Local topography is a measure of how high a particular floodplain surface sits above the water table and therefore provides information on access to phreatic water. Soil depth (defined here as fine sediment thickness overlying gravel layers) determines how much water can be retained in the vadose zone and for how long after precipitation infiltrates. Within this domain, tree species have varying capabilities to grow roots that reach shallow groundwater aquifers. This has been demonstrated for *Populus* and *Fraxinus* trees in riparian zones [Dufour and Piegay, 2008; Sánchez-Pérez *et al.*, 2008; Singer *et al.*, 2013]. Therefore, floodplain elevation of a particular tree above a particular river level may not be as important as gravel elevation below the surface for understanding potential access to groundwater in riparian floodplains, as well as the boundary between vadose and phreatic zones (Figure 1).

Within the context of hydrologic variability and its nonuniform expression in the landscape, this study focuses on water availability and tree growth in the riparian corridor, which is typically characterized by an abundance of water available to streamside trees from various sources. Forested river floodplains are great environments in which to study ecohydrology because of strong connections between groundwater and streamflow [Stromberg and Patten, 1996], especially in terms of isotopic determination of water sources to trees [Adams and Grierson, 2001]. Although it has been shown for particular riparian sites that streamflow does not contribute significantly to water sources for trees [Dawson and Ehleringer, 1991], subsequent studies have shown that trees may use stream water, soil water, and/or groundwater [Leffler and Evans, 1999; Singer *et al.*, 2013; Tang and Feng, 2001; Thorburn and Walker, 1994; Willms *et al.*, 1998].

The water balance in floodplains consists of streamflow (Q), precipitation (P), groundwater (GW), which may be supported by hyporheic flow from the channel into the floodplain), evaporation from the soil, and transpiration from the root zone through leaves. Each of these hydrologic reservoirs has interannual variability, and if the end-member sources (e.g., P and GW) are isotopically distinct, there is potential for deconvolving their annual signatures in tree rings. However, most tree ring isotopic studies that address this hydrological partitioning have utilized only the current year's sap flow and xylem water measurements, leaving the historical record contained within tree rings unanalyzed [e.g., Dawson and Ehleringer, 1991; Lambs and Muller, 2002; Sánchez-Pérez *et al.*, 2008; Snyder and Williams, 2000], although there are notable exceptions [e.g., Anderson *et al.*, 2002].

Using a multiparameter data set (tree ring and local water oxygen isotopes, tree ring width, instrumental climate data, high-resolution topography, and soil depth measurements), we investigate the variability in isotopic signatures within two co-occurring riparian tree species rooted at a range of floodplain elevations and with varying overbank fine sediment thickness at one site. We address several research questions: (1) how

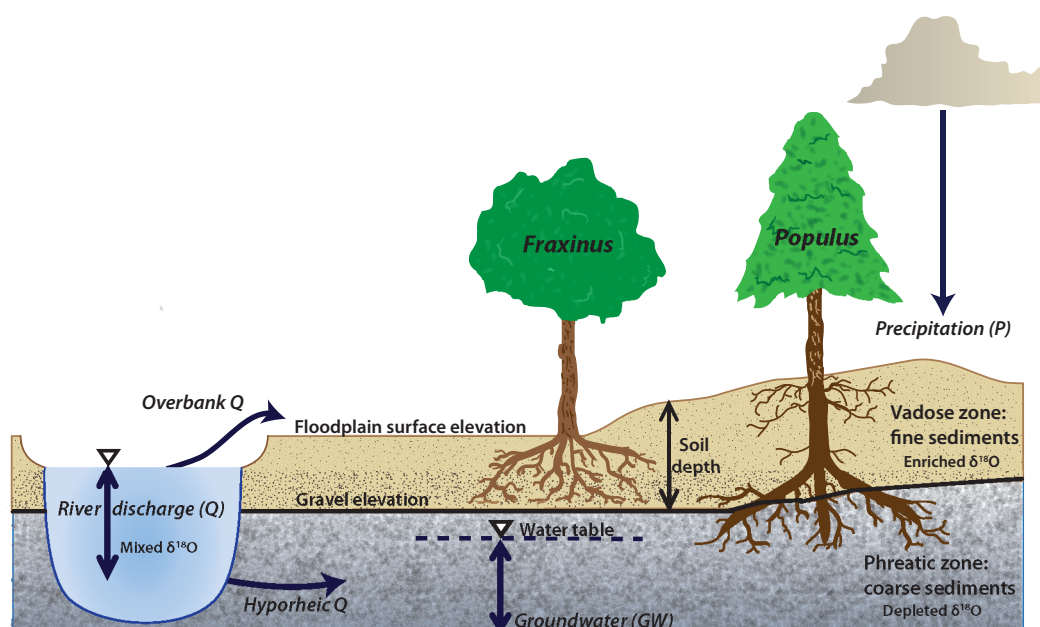


Figure 1. Schematic showing how two species with contrasting rooting depths may record different annual values of $\delta^{18}\text{O}$ based on variability in hydrologic partitioning between floodplain storage reservoirs. In the Rhône case, $\delta^{18}\text{O}$ in Q is generally very similar to that in GW because hyporheic flow dominates the alluvial aquifer. The controlling parameter space is likely to vary with relative elevation in the floodplain, as well as the depth to gravel.

do trees in riparian zones access and use various water sources for growth through fluctuations in hydrology? (2) What role do relative floodplain elevation and soil depth play in controlling the partitioning of water in floodplain storage reservoirs? (3) How is tree water use and growth affected by climatic and/or anthropogenic changes in water source partitioning?

2. Study Area

This study is focused in the Rhône River valley of France at a site called Pierre-Bénite, situated ~ 9 km downstream from Lyon and the confluence of the Rhône and the Saône River, a large tributary (Figure 2). The Rhône has a total length of 812 km with a catchment area of 98,500 km² [Olivier *et al.*, 2009] and the study site is located ~ 300 km upstream of the Mediterranean Sea. Like many European large rivers, the Rhône was regulated and impounded for navigation during the second half of the 19th century. This regulation was supported by groyne fields, which concentrate the flow into a single, straighter, deeper, and narrower main channel.

Many hydroelectric schemes were also built on bypass channels parallel to the main stem Rhône, which convey diverted flow from the main (natural) channel. Pierre-Bénite is located along one such 9.8 km bypassed section of what is now called the “Old” Rhône River (Figure 2), and which is now used to accommodate flood flows that exceed the maximum operating flow of the hydroelectric power plant (1365 m³ s⁻¹), completed in 1966. The unimpaired mean annual discharge at this location is 1030 m³ s⁻¹. In the dry season, only a residual discharge of 10 m³ s⁻¹ between August and April and 20 m³ s⁻¹ at all other time periods was flowing through the Old Rhône downstream from the hydroelectric dam, and this minimum discharge was mandated by the government until 2000 (see below).

The cumulative effects of groyne fields and hydroelectric infrastructure have impacted hydrological connectivity both between the main channel and a network of former secondary and backwater channels, as well as between the main Old Rhône channel and its floodplain, which has altered the river-floodplain ecosystem [Klingeman *et al.*, 1998; Pautou *et al.*, 1992; Piégay *et al.*, 1997]. The relative average elevation of the floodplain above the restored minimum flow waterline for the 10th percentile flow is 3.8 m (± 1.6 m), potentially stranding riparian ecosystems from a critical water source. As a response, a restoration project was initiated in Pierre-Bénite in the 1990s to improve the ecological condition of the local river corridor. In 1999, three floodplain channels were restored (dredged and/or reconnected to the “Old” Rhône) and July 2000,

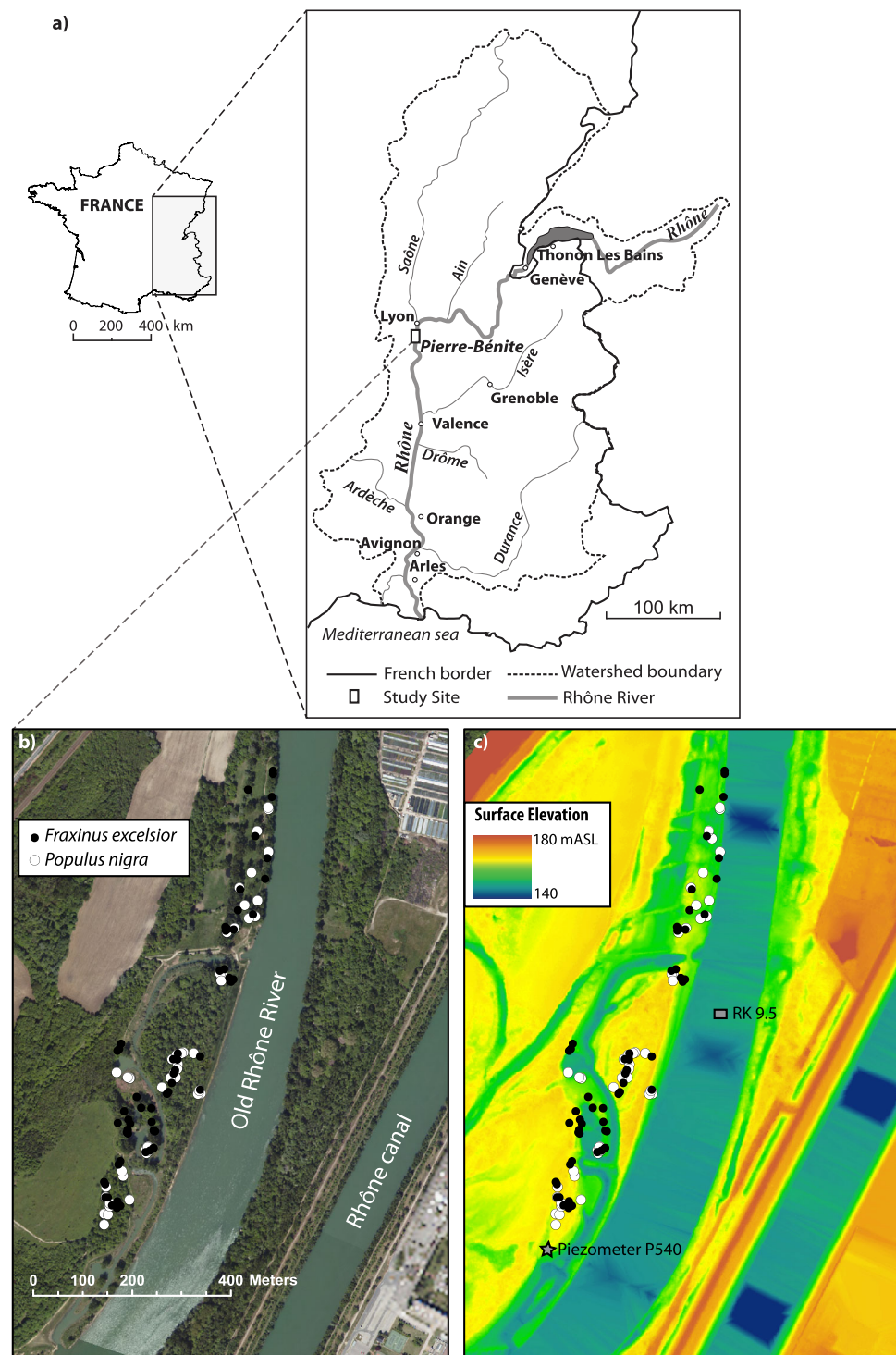


Figure 2. (a) Map of study area showing Pierre-Bénite within the great Rhône basin and France. Detailed maps of study site showing tree locations on an (b) aerial photograph and (c) LiDAR DEM backgrounds. The location of the piezometer used in Figure 6 is also shown, as is the River Kilometer used for the stage-discharge relationship in Figure 5. Source: BD Ortho©, BDT Rhône©, IGN.

minimum flow in the “Old” Rhône was increased to $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ [Amoros *et al.*, 2005] raising local groundwater level by an average of 0.5 m.

During the 19th century, the floodplain of the Rhône was extensively grazed and the forest was almost completely destroyed. The forest was re-established during the 20th century upon the fine-grained

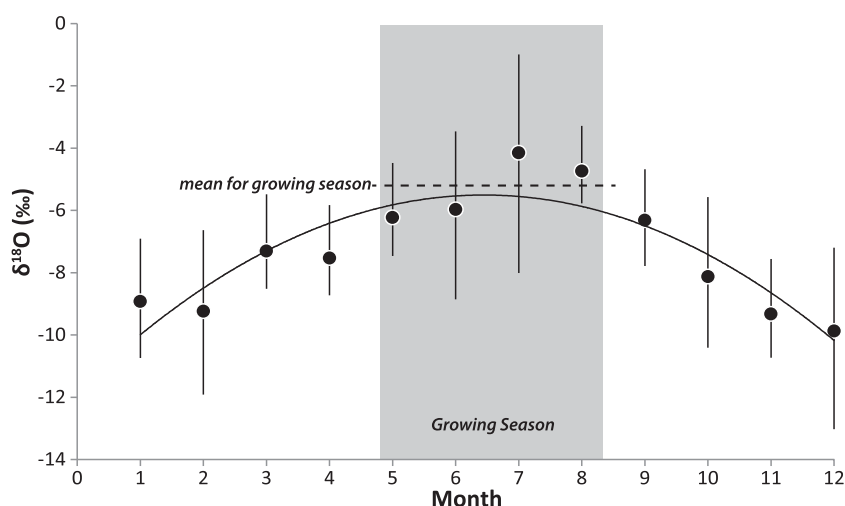


Figure 3. Monthly precipitation $\delta^{18}\text{O}$ averaged between Avignon and Thonon Les Bains (Figure 2) from the Global Network for Isotopes in Precipitation (GNIP—http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html), demonstrating a seasonal cycle of increasing $\delta^{18}\text{O}$ during the growing season. Note: $\delta^{18}\text{O}$ precipitation value of -5.3‰ is computed as an average of growing season monthly averages (shown as dashed line).

floodplain underlain by gravels, when grazing activity declined. In this riparian floodplain system, *Populus nigra* (black poplar, hereafter referred to as *Populus*) and *Fraxinus excelsior* (common ash, hereafter referred to as *Fraxinus*), the target species in this paper, are dominant tree species established at a wide range of floodplain elevations. These species have been interpreted elsewhere in the Rhône basin, to access distinct sources of water in many hydrologic years, due to their marked differences in rooting depth. Specifically, Singer et al. [2013] hypothesized for plots along the Ain River that *Populus* typically relies on phreatic water, which is generally assumed in prior work on *Populus* [e.g., Rood et al., 2003]. However, during dry years, when it loses access to this water source, *Populus* must compete with *Fraxinus*, which subsists largely on vadose zone water. Since *Populus* has not invested in developing a strong dimorphic rooting structure [e.g., Dawson and Pate, 1996], its growth tends to suffer disproportionately during dry years when the regional water table drops. In other words, *Populus* use phreatic and vadose zone water [Leffler and Evans, 1999; Singer et al., 2013], but *Fraxinus* trees are typically limited to water in the vadose zone because of their shallow root structure. The general balance of water contributing to the root zones of these species is illustrated in the schematic of Figure 1, which shows a shallow rooted tree (*Fraxinus*) accessing isotopically (evaporatively) enriched vadose zone water, and a deep rooted tree (*Populus*), with limited roots in the vadose zone, obtaining relatively depleted water from the phreatic zone. The figure also shows some potential changes to isotopic signatures in these floodplain water storage reservoirs based on annual partitioning.

3. Methods

3.1. Isotopic Characterization of Source Waters

A seasonal cycle of $\delta^{18}\text{O}$ in P has been observed in the Rhône basin, wherein oxygen isotopic signatures peak during the growing season (Figure 3). A regionally representative value of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation for our study site was obtained by averaging the mean monthly values from the Global Network for Isotopes in Precipitation (GNIP) for the two nearest monitoring stations at Thonon Les Bains and Avignon (northeast and south of Pierre-Bénite, respectively, Figure 2), which we assume will best reflect the potentially different sources of growing season (May–August) precipitation in the basin (Atlantic versus Mediterranean). The averaged values of $\delta^{18}\text{O}$ in P thus obtained yield an overall regional growing season $\delta^{18}\text{O}$ of -5.3‰ . These P measurements can be compared with our measurements of $\delta^{18}\text{O}$ in Rhône Q (-10.4‰ in September 2012 at Pierre-Bénite and -10.6‰ for July 2013 at Donzère, north of Orange, Figure 2). Water samples were collected in sealed tubes with no head space and kept cool until laboratory analysis (see below). These values are largely consistent with other measurements of river water along the Rhône and Saône Rivers upstream of Pierre-Bénite before and after the 2002 growing season, which were made in a previous study

[de Benedittis and Bertrand-Krajewski, 2005]. We computed a weighted average of these local 2002 measurements based on mean annual Q of each river ($600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ versus $470 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for the Rhône and Saône, respectively), which was -9.5‰ . de Benedittis and Bertrand-Krajewski [2005] also measured shallow GW $\delta^{18}\text{O}$ along these two rivers yielding a weighted average of -9.3‰ , which suggests phreatic water is largely composed of river water in the growing season.

In general, groundwater aquifers are often depleted isotopically, compared with river water [e.g., Alstad et al., 1999; Sklash et al., 1976]. Although groundwater isotope signatures are typically constant through time, within any particular basin they are dependent on a range of factors that transform the isotopic values of the prevailing precipitation [Gat and Tzur, 1968]. In a riparian zone, streamside shallow groundwater reservoirs may be affected by infiltration from hyporheic streamflow at rates much higher than from infiltrating precipitation, resulting in a relatively depleted water source in the phreatic zone. Generally, Rhône River water (often depleted isotopically because it is derived from snowmelt) fills up its alluvial aquifer via hyporheic flow as discharge increases associated with snowmelt at the beginning of the growing season and subsequently, this water drains back into the Rhône at the end of the spring snowmelt season. Therefore, isotopic values in the shallow groundwater are very similar to those of Rhône River water [de Benedittis and Bertrand-Krajewski, 2005; Schürch and Vuataz, 2000], yet they may deviate in particularly low Q years when hyporheic discharge into the alluvial aquifer is minimal. In such years, the primary water source available to riparian trees would either be relatively depleted groundwater remaining in the phreatic zone from previous years (for trees that can reach it) or relatively enriched vadose zone water from precipitation. In summary, average growing season $\delta^{18}\text{O}$ in P is at least 4‰ higher than Q and shallow GW, providing excellent potential for discerning between water sources to riparian trees along the Rhône, assuming that the factors that modulate leaf water evaporative enrichment across the site are an order of magnitude lower than the source water differences.

3.2. Tree Ring Growth and Isotopic Characterization

We obtained 5 mm diameter tree cores using a Swedish increment borer (two per tree) from *Populus* (*Populus*) and *Fraxinus* (*Fraxinus*) within a near-channel floodplain containing a range of elevations and sediment thicknesses. Visually healthy, mature (mean age >30 years and mean diameter breast high (DBH) >20 cm) trees were selected in order to remove any potential ecological impacts to tree growth or water sources that would affect specific age cohorts. It may be reasonable to assume that our relatively young trees would have annual tree ring isotopic ratios that reflect the different water sources in the floodplain associated with progressive growth of roots as they approach maturity (e.g., a juvenile effect), rather than climatic variations in water sources. However, any juvenile effect on root growth for these riparian species within our study site is undoubtedly short lived because such trees grow very rapidly in the presence of abundant water and nutrients and favorable soil texture that are characteristic of perennial temperate river floodplains [Dufour and Piegay, 2008; Lambs et al., 2006; Rood et al., 2003; Sánchez-Pérez et al., 2008; Stella et al., 2012]. For example, mean vertical root growth = 2.5 cm/d for *Populus* seedlings [Mahoney and Rood, 1998] in riparian environments, suggesting that roots would penetrate $\sim 2 \text{ m}$ deep in only three growing seasons and would therefore be fully developed over a decade. For our sampled trees in each cohort, the average age at the first year used for isotopic analysis was 16 years for *Fraxinus* and 11 years for *Populus* and the first individual year analyzed (for rainfall versus snowmelt year comparisons) occurred 5 years later, rendering these trees 21 and 16 years old, respectively. By this point in their growth history, both of our sampled riparian species would be expected to have fully developed roots. Therefore, our analyses of oxygen isotopes on highlighted years of inquiry should not be biased by any juvenile effect that might impact their access to particular water sources, which is consistent with prior work at the tree line demonstrating a lack of the juvenile effect on carbon isotopes [Daux et al., 2011].

For this study, we utilized 59 *Fraxinus* and 51 *Populus* trees that were all located $<200 \text{ m}$ from the Old Rhône (Figures 2b and 2c). Cores were visually cross dated and ring widths were measured under a microscope using the Measure J2X Tree-Ring Measuring Program. Cross dating was verified using cross-correlation analysis in the quality control program, COFECHA [Grissino-Mayer, 2002]. A 30 year spline was used to remove the age-related trend in each ring width series allowing only the retention of decadal and higher-resolution variability in the time series [Cook and Peters, 1981]. However, this frequency bias does not impact the aims of this study as we are interested only in the tree-growth response to water availability at higher frequencies.

We extracted α -cellulose from the raw whole wood of individual dated tree rings (combined earlywood and latewood) by a modified version of the Brendel method [Brendel *et al.*, 2000], which speeds up extraction and allows for small cellulose samples, while still yielding good results compared to other methods [Evans and Schrag, 2004]. We present isotopic data for 50 trees (one core was analyzed for any particular tree, but not all trees were used in cohort comparisons—see below), which we subdivide by species, as well as by floodplain elevation, gravel elevation, and soil depth. These cellulose samples were subsequently analyzed at the University of St Andrews to obtain oxygen isotopes in a Finnigan Delta plus XP gas source isotopic ratio mass spectrometer (IRMS), coupled by continuous flow to a Thermo Finnigan High Temperature Conversion/Elemental Analyzer (TC/EA) peripheral operated at 1350°C for cellulose pyrolysis. Water samples were analyzed using a Thermo Finnigan Gasbench II peripheral to the IRMS following CO₂ equilibration. The precision (uncertainty) for 30 replicate $\delta^{18}\text{O}$ measurements in α -cellulose (certified reference material IAEA 601: +23.3‰ Vienna Standard Mean Ocean Water or VSMOW) over 10 IRMS runs was 0.16‰. The precision value for our internal lab reference material (cellulose from a nearby paper mill: +31.05‰ VSMOW) was 0.10‰ for 56 measurements over 10 runs. Oxygen isotopic ratios (presented in units of ‰) were calculated as:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} - 1 \right)$$

where $(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}} = 2.005 \times 10^{-3}$ and isotopic data were corrected against IAEA standards.

3.3. Analysis of the Impact of Climate Variables on $\delta^{18}\text{O}$

In order to quantify how atmospheric conditions might affect our isotopic values in tree ring cellulose, we investigated the role of interannual differences in relative humidity (RH), temperature (T), and barometric pressure by first extracting daily values of these climate variables (individual values downloaded from the Global Summary of the Day-GSOD, <http://www.climate.gov/global-summary-day-gsod> at the station of Lyon near Bron, 074800-Latitude: 45.717°N/Longitude: 004.933°E) for the 3 month growing season, 15 May–15 August. We computed mean and standard deviation (SD) values of RH, T (supporting information Figure S1), and pressure for each year's growing season. For our site over the period 1990–2010, mean growing season values (± 1 SD) were as follows: RH = 58.3% \pm 4.2%; T = 20.1°C \pm 1.0°C; air pressure = 101.6 kPa \pm 1.0 kPa (note: pressure data were unavailable for the years 1992–1998). We investigated the impact of interannual differences in atmospheric variables on $\delta^{18}\text{O}$ composition in tree ring cellulose by first plotting mean isotopic compositions in tree ring cellulose for both species against RH and there was no visible or statistical trend (supporting information Figure S2). Next we employed the mechanistic Barbour model [Barbour *et al.*, 2004], which builds on that of Roden *et al.* [2000], accounting for exchange between leaf water and meteoric water, while also incorporating the Péclet effect [Farquhar and Lloyd, 1993]. We hindcasted annual tree ring cellulose values based solely on our computed average growing season variations in RH and T, while keeping source xylem water input constant separately for characteristic $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation (−5.3‰) and in ground-water (−9.5‰). Atmospheric water vapor $\delta^{18}\text{O}$ was computed for varying air temperatures (T) based on equilibrium fractionation in $\delta^{18}\text{O}$ between average precipitation (−5.3‰) and water vapor [Majoube, 1971]. Our goal in this sensitivity analysis was not to accurately predict cellulose isotopic signature, rather to assess the role of climatic conditions (i.e., T and RH) on it. All other model parameters were kept constant. We obtained characteristic regional conductance/transpiration rates for *Fraxinus* (0.2 mol m^{−2} s^{−1}/3.9 mmol m^{−2} s^{−1} [Lemoine *et al.*, 2001]) and *Populus* (0.278 mol m^{−2} s^{−1}/4.73 mmol m^{−2} s^{−1} [Lamb *et al.*, 2006]). Other constants within the Barbour model included: effective path length computed based on a regression against transpiration rate for multiple tree species provided by Song *et al.* [2013]; proportion of exchangeable oxygen in cellulose = 0.42 [Roden *et al.*, 2000]; and proportion of xylem water in meristem = 1. All computations and results from this analysis are contained within the supporting information.

For the characteristic precipitation water source ($\delta^{18}\text{O} = -5.3\text{‰}$) and varying RH over one SD (54.1–58.3%) as a sensitivity analysis, $\delta^{18}\text{O}$ in tree ring cellulose differed by 0.90‰ and 0.92‰ for *Populus* and *Fraxinus*, respectively, while for the groundwater source ($\delta^{18}\text{O} = -9.5\text{‰}$) RH caused cellulose $\delta^{18}\text{O}$ to vary by 0.80‰ and 0.82‰, respectively. The difference in $\delta^{18}\text{O}$ between the two species was 0.15‰ for mean RH under both P and GW isotopic sources. These values of tree ring cellulose $\delta^{18}\text{O}$ difference, associated with

variability in RH, remain constant even for warmer and cooler T (varying T over 1 SD in either direction). In contrast, the mean value of $\delta^{18}\text{O}$ difference in tree ring cellulose associated with changing the assumed end-member water source isotopic composition (from P to GW) is -3.02‰ for both *Fraxinus* and *Populus*, several fold higher than the variability in modeled tree ring $\delta^{18}\text{O}$ induced by the small measured variability in RH. Thus, since climate variables can be accounted for in the model for each growing season (via the GSOD data set), we can defensibly investigate source water variations associated with hydrologic partitioning in the floodplain.

3.4. Ancillary Variables and Hydrologic Characterization

To assess floodplain thickness of the fine sediment layer overlying the gravel layer (hereafter referred to as soil depth), we used a cone penetrometer at the base of each tree (i.e., depth to gravel based on first refusal). We employed high-resolution (2 m horizontal, average vertical precision of 20 cm) LiDAR data from 2010 (Figure 2c) to extract floodplain surface elevation and to compute the elevation of the gravel layer, by subtracting the soil depth from the surface elevation. We then analyzed tree ring growth chronologies, $\delta^{18}\text{O}$ in tree rings, alongside decadal hydrologic records of Q, P, and water table elevation from a local piezometer (Figure 2c).

To isolate the partitioning of water in the floodplain, we focused the study on the 1990–2010 period, within which we have a roughly equal number of years to analyze on either side of the flow restoration and we can well constrain ancillary climatic variables. In order to assess water partitioning between floodplain storage reservoirs available to trees rooted at different positions (Figure 1), we segregated our data by species and into growing position end-members (cohorts) such that we could compare growth and isotopic values associated with, for example, differences between trees rooted at high (>158 mASL) versus low (<157 mASL) relative floodplain elevations. We maintain this high versus low elevation terminology throughout in order to indicate relative floodplain elevations above an arbitrary river level. Furthermore, we assume a dependence on underlying substrates through which water must pass into the root zone. Therefore, we also subdivided our tree ring data into end-member soil depths (<1 m versus >2 m), which allowed us to compute the gravel elevation below each tree (<155 mASL versus >156 mASL), indicative of the boundary between phreatic and vadose zones (Figure 1).

We use the term cohorts of trees here to indicate groups of trees that would be expected to behave similarly from the perspective of hydrologic partitioning in the floodplain. For example, *Populus* trees at relatively low floodplain elevations can presumably access deeper sources of water than those rooted at high elevations, so they represent their own cohort. For all intraspecific and interspecific comparisons between cohorts, the Kolmogorov-Smirnov (K-S) test, a two-tailed nonparametric test, was used to assess whether two groups of trees are drawn from the same distribution. Results for K-S tests are presented when they were significant at $p < 0.05$. This test does not quantify whether one cohort has larger average values (of growth or $\delta^{18}\text{O}$) than the other; it merely tests the similarity of their sample distributions. Therefore, in cases where K-S tests between cohorts were significant, we further tested for significant differences in the medians of the distributions via the Wilcoxon rank sum test and indicate the direction of these differences in summary tables. We also computed significant differences in grand means between cohorts for individual years based on no overlap of confidence intervals two standard errors around the mean, which are presented in relevant figures (Figures 7–10) as stars near the x axis. Finally, we used correlation analysis to determine whether different cohorts behave together in time series (sequences of years) and these results are presented in the text.

We processed the P and Q data (provided by the Compagnie Nationale du Rhône) to obtain characteristic series that correspond to the growing season for these species (May–August, “MJJA” in Figure 4) and we identified particular hydrologic years for cross comparison of isotopes and growth. Specifically, we selected characteristic wet (total $Q \geq 275 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and total $P \geq 850 \text{ mm yr}^{-1}$) and dry ($Q \leq 200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $P \leq 800 \text{ mm yr}^{-1}$) years before and after the flow restoration. In addition, we sought to isolate the differential effects of a year with high snowmelt runoff but low spring rainfall (MJJA $P \leq 200 \text{ mm yr}^{-1}$ and MJJA $Q > 100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) versus one with high spring precipitation but low spring discharge (MJJA $P > 350$ and MJJA $Q \leq 100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; Figure 4). We acknowledge that the selected years for these comparisons may not be the most representative of such climatic variation throughout the entire climatic record, but they are indicative of an iteration of identifiable climatic differences that we expect to impact hydrologic partitioning. The null hypothesis is that such climatic differences have not impacted isotopes or growth. We also obtained daily Q data and a stage-discharge rating curve (Figure 5) for the KM 9.5 location (Figure 2c), as well as piezometer

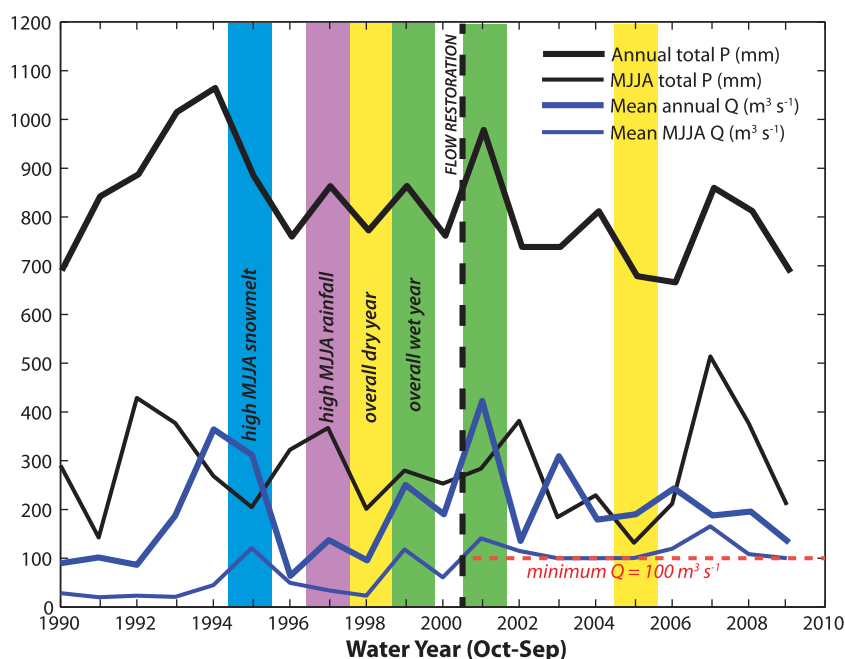


Figure 4. Last 20 water years (September–October) of total precipitation and mean annual discharge data, including growing season (May–August) values. Vertical bars highlight distinct years in the record when we might expect differences in water availability and thus oxygen isotopes in tree rings.

data to assess the water table elevation of shallow GW within the floodplain with respect to flow in the channel (Figure 6).

4. Results

The results from all $\delta^{18}\text{O}$ and growth comparisons between groups of trees (cohorts) are presented in Figures 7–12 and significant ($p < 0.05$) differences between cohort distributions (via K-S) are listed in Tables 1 and 2, along with K-S statistics and sample sizes for each comparison. Significant differences in cohort means for individual years (greater than two standard errors around the mean) are indicated by stars in Figures 7–10. Significantly higher median values for particular cohorts (via Wilcoxon rank sum test) are indicated by shading in the two tables.

4.1. Overall Interspecific Comparisons

Comparing all trees across the two species, year-on-year mean $\delta^{18}\text{O}$ values for *Populus* and *Fraxinus* were drawn from significantly different distributions (Table 1), but the median values of these cohort means over the 21 year period are statistically similar. That is, there were annual changes in each species that suggest they were accessing distinct water sources in particular years which fluctuate in isotopic composition, but neither is consistently higher or lower than the other. However, the SD in the $\delta^{18}\text{O}$ time series is significantly higher for *Fraxinus* ($\text{SD} > 1.1\text{‰}$) than for *Populus* (Table 1). The higher $\delta^{18}\text{O}$ variability in *Fraxinus* for all trees studied, especially those with high floodplain and gravel elevations, corresponds to lower variability in growth for *Fraxinus* than for *Populus* over all cohorts for this decadal period (Table 1 and Figures 7–10). This result is consistent with isotopic and growth results for these species from prior work along a Rhône tributary, which hypothesized that *Fraxinus* is more able to switch source water than *Populus* in order to maintain more steady year-to-year growth [Singer et al., 2013].

4.2. Intraspecific Comparisons: High Versus Low Floodplain Elevation, Shallow Versus Deep Soils, and High Versus Low Gravel Elevation

There are no overall significant differences in $\delta^{18}\text{O}$ or growth for the following cohorts of either species over the 21 year period: high versus low elevation, shallow versus deep soils, and high versus low gravel elevation

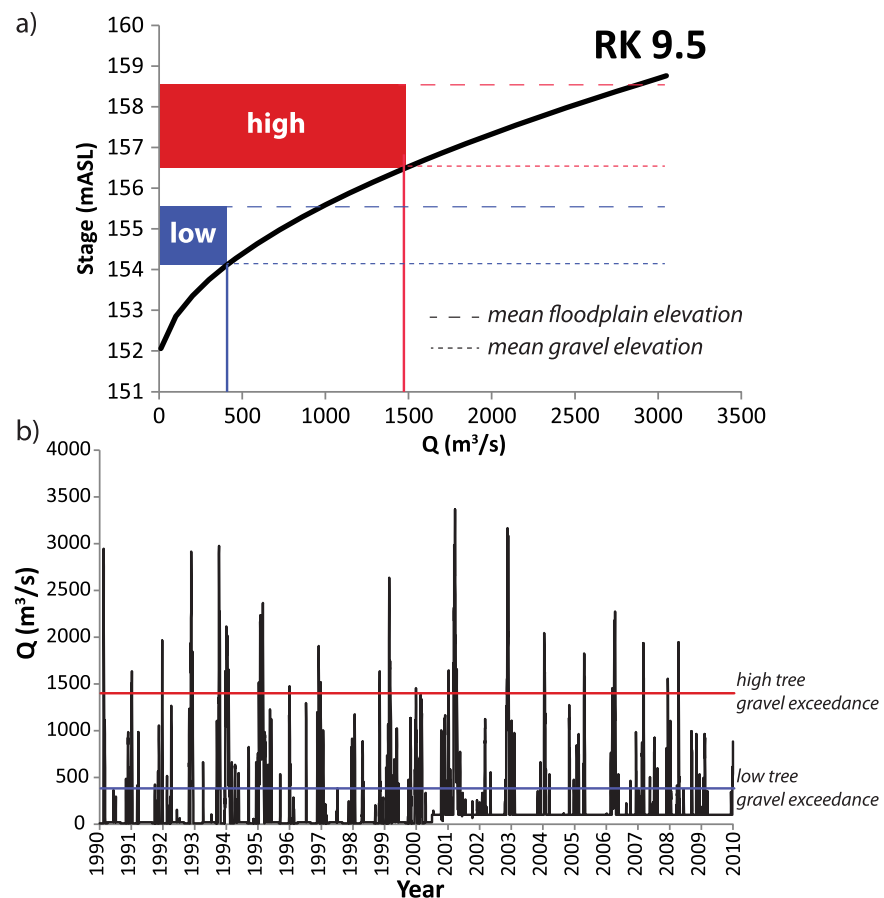


Figure 5. (a) Stage-discharge relationship for River Kilometer (RK) 9.5 along the “Old Rhône” river channel (Figure 2). “High” and “low” trees elevation range is indicated in red and blue, respectively. The dashed line indicates the average floodplain surface elevation and the dotted line marks the average gravel layer elevation, as determined by penetrometer. (b) Daily discharge data for the study period (provided by the Compagnie Nationale du Rhône). Discharges required to exceed the gravel elevation for high and low trees are indicated (based on stage-discharge curve in Figure 5a).

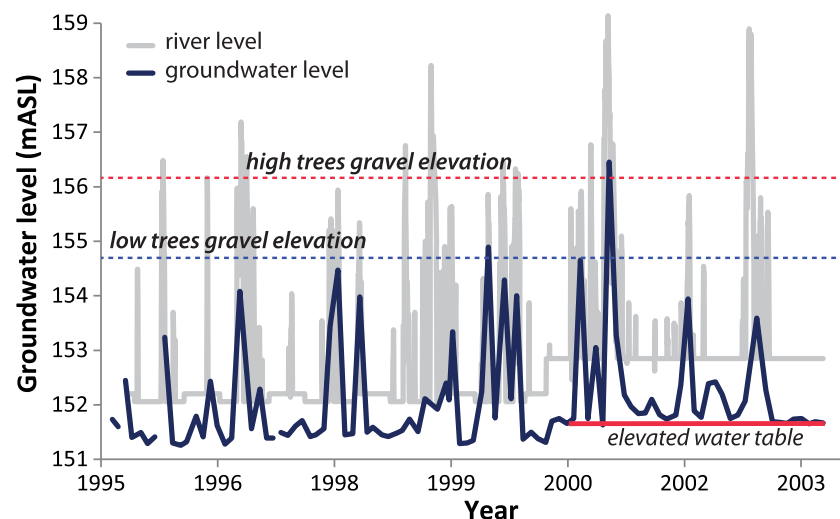


Figure 6. Piezometer (P540, Figure 3) and river stage data (provided by the Compagnie Nationale du Rhône) illustrating offset between river level and floodplain water table elevation. Average gravel elevation, measured via penetrometer, is also depicted for high versus low trees. The elevated water table since 2000 is due to flow restoration.

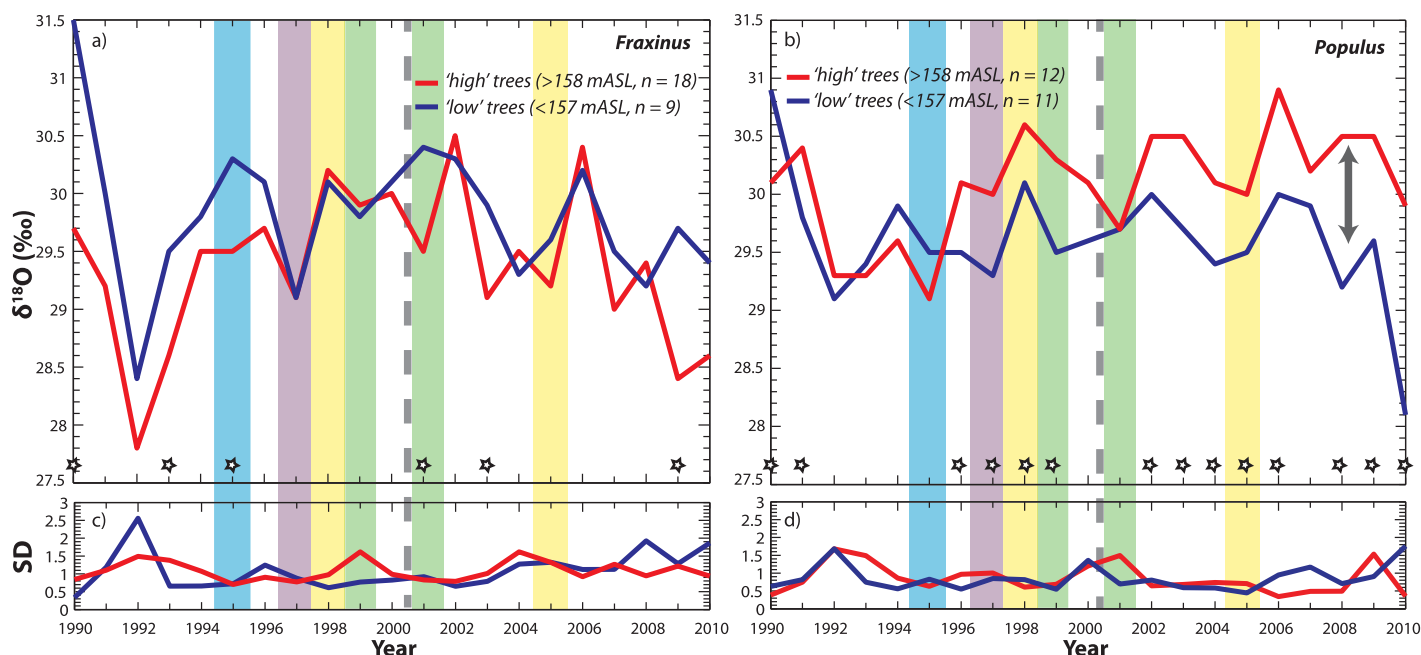


Figure 7. Mean oxygen isotope ratios, $\delta^{18}\text{O}$, for high versus low trees for two co-occurring species: (a) *Fraxinus excelsior* and (b) *Populus nigra*. For Figures 7–10, the following apply. The year 2000 flow restoration is indicated, as well as individual years under closer scrutiny in this study, where the color coding corresponds to that in Figure 4. Stars near the x axis indicate significantly different values between the grand means of cohorts for individual years (based on two standard errors around the mean). N values listed in the legend are based on the number of trees used to compute cohort means.

(Figures 7–10). There are, however, significant differences between these cohorts for particular years, as well as before and after the flow restoration. These will be discussed in the relevant sections below.

4.3. Wet Versus Dry Hydrologic Years

To isolate the role of climate on water availability to the root zone for each species, we selected one wet and one dry year for each of two segments of the time series—before and after the flow restoration. Wet

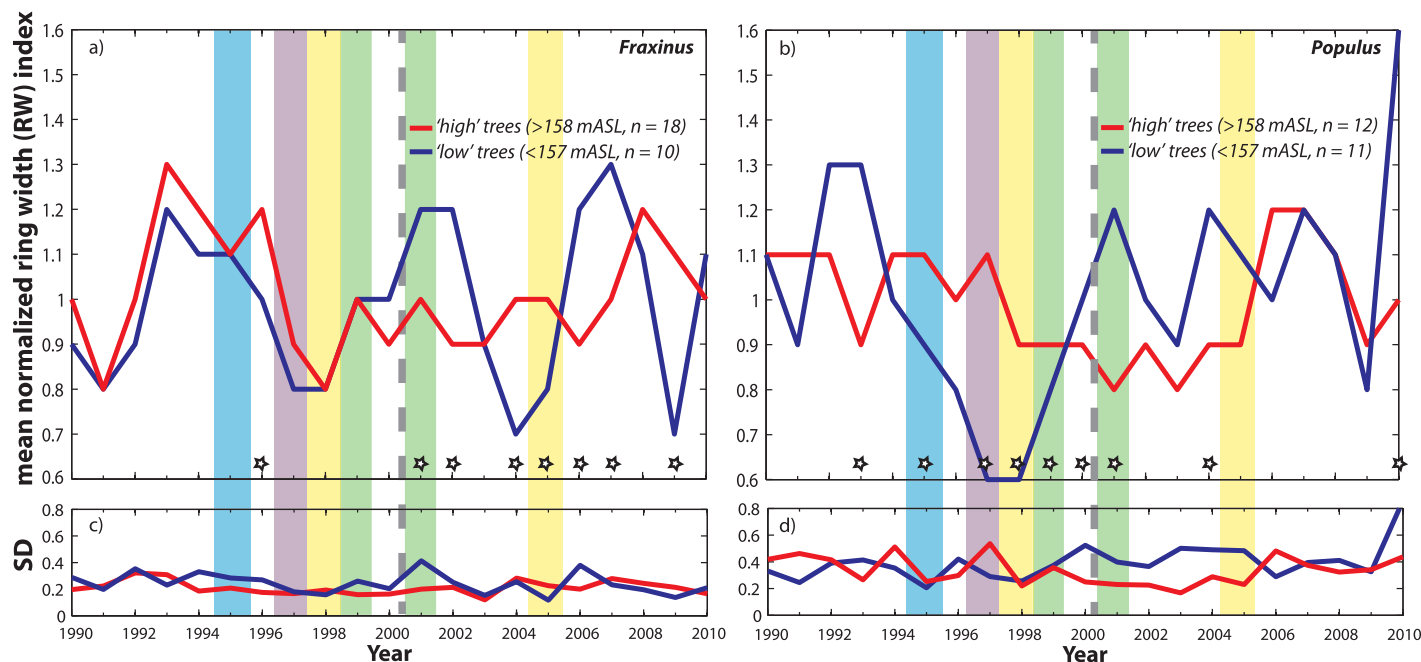


Figure 8. Mean detrended, dimensionless ring width index (based on 30 year spline fit) for high versus low trees for two co-occurring species: (a) *Fraxinus excelsior* and (b) *Populus nigra*.

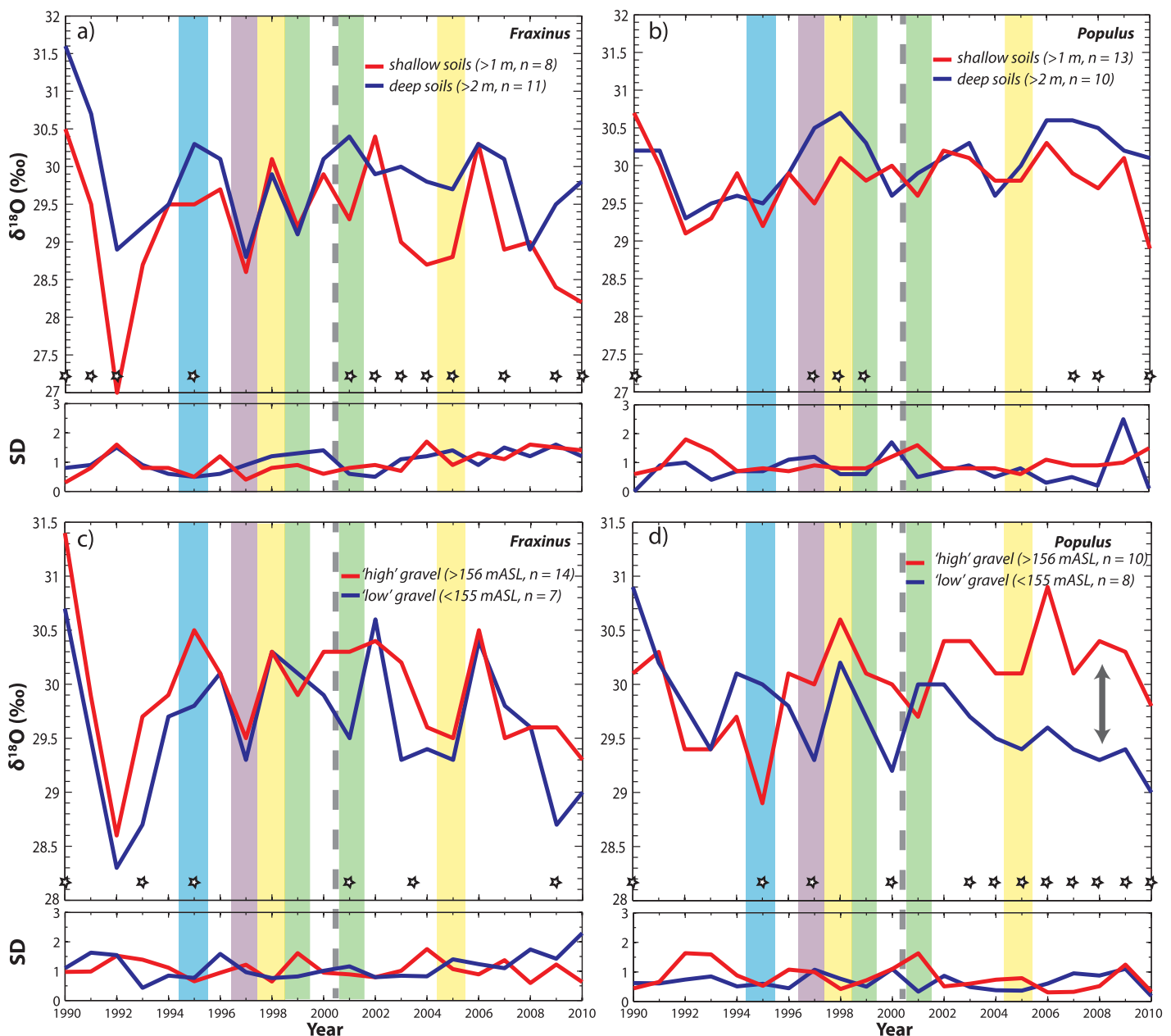


Figure 9. Mean oxygen isotope ratios, $\delta^{18}\text{O}$, for (a) *Fraxinus* and (b) *Populus* rooted deep versus shallow soils (measured by penetrometer to first refusal). (c and d) Mean $\delta^{18}\text{O}$ for “high” versus “low” gravel elevations determined by subtracting penetration depths from floodplain surface elevation from determined from LiDAR.

years are characterized by relatively high Q and P for the year and for the growing season, and vice versa for dry years (Figure 4). The K-S test yielded significant differences between wet versus dry-year $\delta^{18}\text{O}$ in *Populus* trees during the pre-restoration period (before 2000), which is selectively expressed at low floodplain surface elevations and at high gravel elevations (Table 1 and Figures 7b, 9b, and 9d), though none of these comparisons yielded statistically higher/lower median values. That is, we did not find differences in the medians of samples assembled as compilations of all available trees for each cohort for wet versus dry years. However, mean values of $\delta^{18}\text{O}$ for these *Populus* cohorts were enriched in 1998 compared with 1999 (visually, if not statistically, Figures 7 and 9). In order to estimate the magnitude of isotopic differences in source water (rather than to accurately estimate the absolute isotopic value of the water used by the trees), we back-calculated $\delta^{18}\text{O}$ in the source water used by *Populus* trees (supporting information) using these

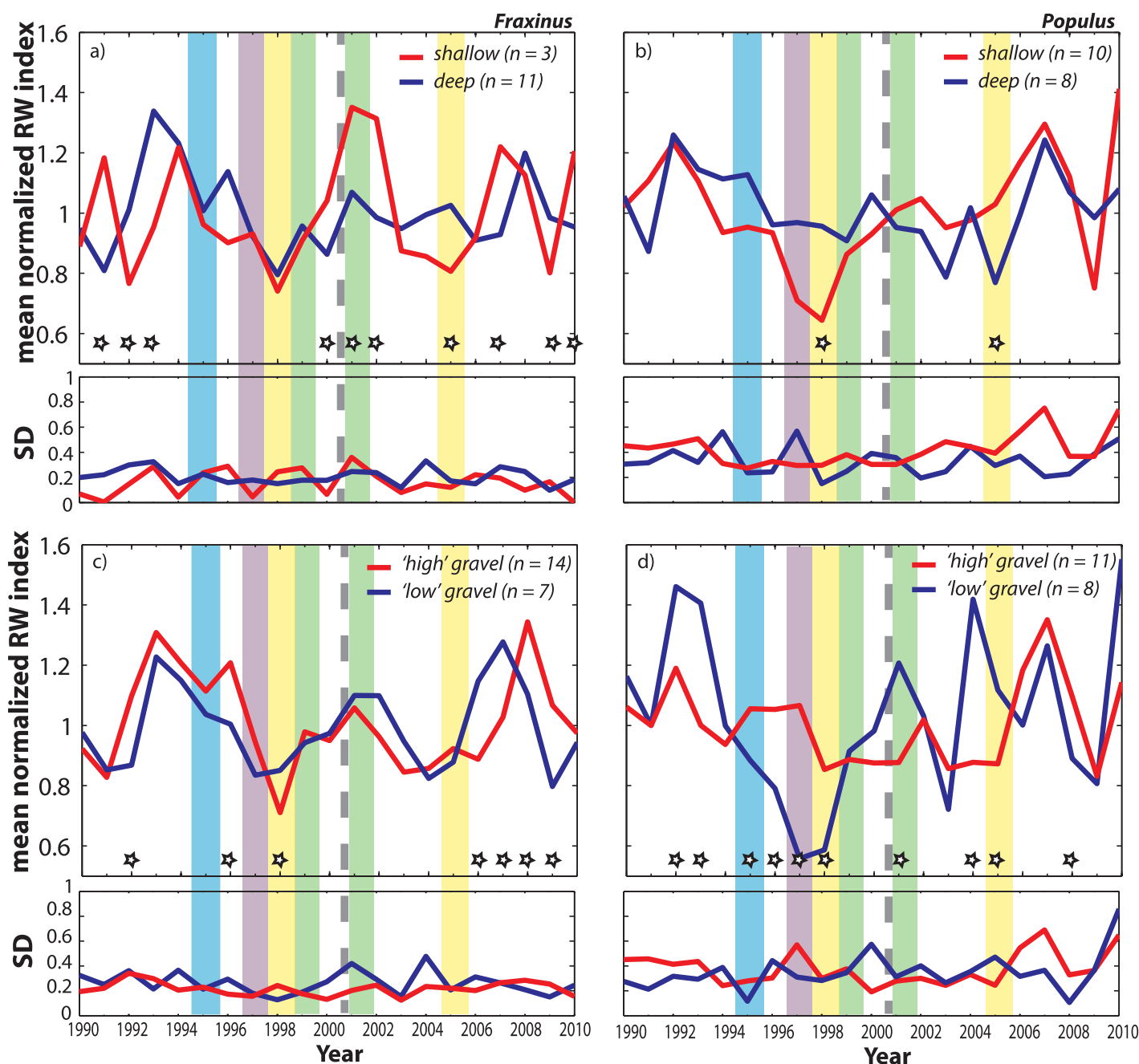


Figure 10. Mean detrended, dimensionless ring width index (based on 30 year spline fit) for (a) *Fraxinus* and (b) *Populus* rooted in deep versus shallow soils (measured by penetrometer to first refusal). (c and d) Mean growth for each species rooted at “high” versus “low” gravel elevations determined by subtracting penetration depths from floodplain surface elevation from determined from LiDAR.

mean cohort isotopic values in cellulose within the Barbour model, along with average observed climatic parameters, and field-measured conductance/transpiration rates for wet versus dry years [Lambs *et al.*, 2006]. We found the largest (yet modest) calculated difference in source waters between 1998 and 1999 for low *Populus*, which indicated slightly more depleted $\delta^{18}\text{O}$ in the pre-restoration wet year compared with the dry year (by -0.4‰). The direction of these computed differences in source water is the same for the other *Populus* cohorts (Table 1; supporting information), which indicates minor differences in interannual source water for these cohorts for the pre-restoration period.

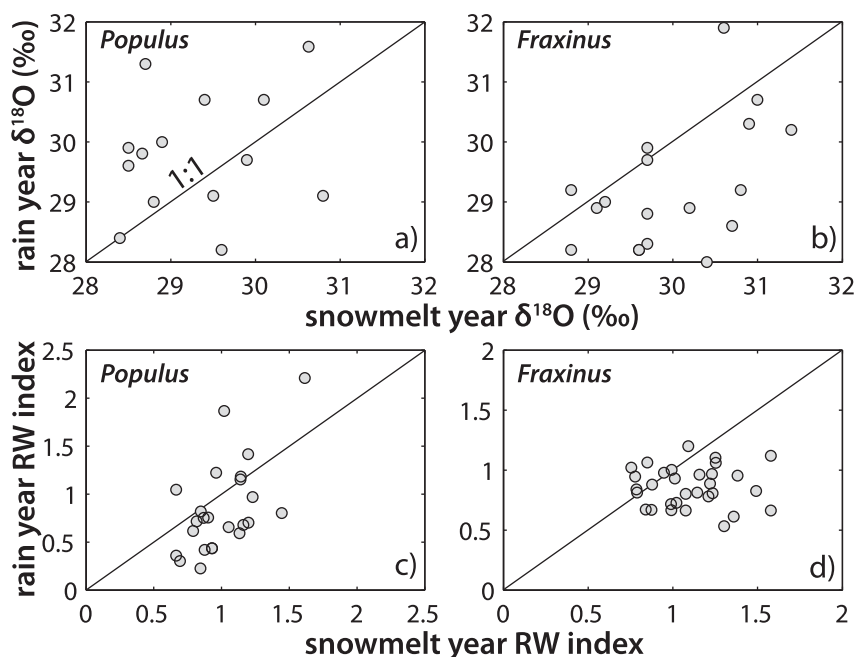


Figure 11. Individual oxygen isotope ratios and growth for each species in high spring snowmelt versus high spring rain years (see Figure 4). (a) *Populus* $\delta^{18}\text{O}$; (b) *Fraxinus* $\delta^{18}\text{O}$; (c) *Populus* growth; and (d) *Fraxinus* growth. Supporting statistics are provided in Table 1.

The isotopic differences for *Populus* are also not significant between the wet and dry years selected for the period after the flow restoration (2001 and 2005, Figure 4). Additionally, none of these wet versus dry year differences in water source had a significant effect on growth for *Populus* (Table 1), although the pre-restoration wet year (1999) clearly generated substantially higher growth for low *Populus* than the dry (1998) year (Figures 8b, 10b, and 10d). Growth in the dry year for the deep cohort was significantly different from that in the shallowly rooted cohort even though the medians for these cohorts were statistically similar (Table 1).

Fraxinus cellulose exhibited no significant differences in $\delta^{18}\text{O}$ between wet and dry years before or after the flow restoration. However, in terms of growth, there are many significant differences for this species. *Fraxinus* grew faster in the wet years (both 1999 and 2001) than the dry ones, and particularly at high floodplain elevations for 1999. The low and shallowly rooted cohorts of trees for this species had significantly different distributions of growth between 2001 and 2005, but their medians were statistically similar (Table 1). Although there were no significant differences in $\delta^{18}\text{O}$ for particular wet or dry years between species, *Fraxinus* grew significantly faster than *Populus* in: 2001 (wet) for high and high gravel cohorts; 2005 (dry) for deeply rooted trees; and in 1998 (dry) for low gravel cohorts (Table 1 and Figures 8 and 10).

4.4. Rainfall Versus Snowmelt

Hydrologic years characterized by strong spring rains versus high spring snowmelt potentially provide opportunities to isolate the isotopic signature of two distinct water sources within tree rings and for corresponding tree growth. For *Populus*, we find differences in $\delta^{18}\text{O}$ between the spring snowmelt (1995) versus rainfall (1997) years in trees rooted at high gravel elevations (Table 1), although the medians for these cohorts are statistically indistinguishable, apparently due to the high SD for high gravel *Populus* in 1997 (Figure 9d). However, it is evident that *Populus* trees rooted at high gravel elevations used isotopically depleted water in the snowmelt year and relatively enriched water in the rainfall year. Our computations with the Barbour model indicate that source waters used by high gravel *Populus* were depleted by -2.3‰ in 1995 compared to 1997, which is consistent with a colder source of precipitation contributing to available water at the root zone or at least partial use of shallow phreatic groundwater. Furthermore, during this relatively high snowmelt year (Figure 4), back-calculated water sources incorporated into high gravel *Populus* cellulose were significantly depleted compared to those at low gravel elevations (by -1.5‰). The shallowly

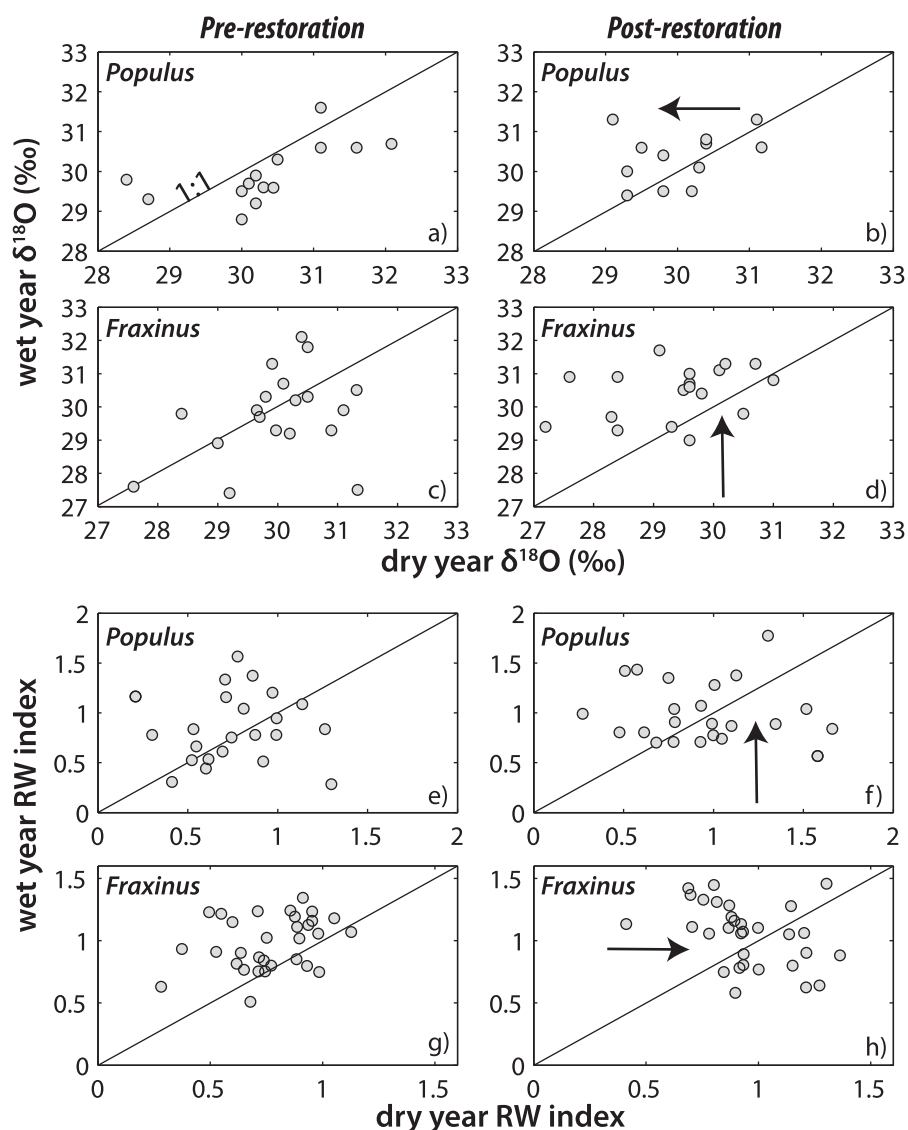


Figure 12. Individual oxygen isotope ratios and dimensionless growth for each species in wet versus dry years before and after the flow restoration. (a) Pre-restoration *Populus* $\delta^{18}\text{O}$; (b) post-restoration *Populus* $\delta^{18}\text{O}$; (c) pre-restoration *Fraxinus* $\delta^{18}\text{O}$; (d) post-restoration *Fraxinus* $\delta^{18}\text{O}$; (e) pre-restoration *Populus* growth; (f) post-restoration *Populus* growth; (g) pre-restoration *Fraxinus* growth; and (h) post-restoration *Fraxinus* growth. Supporting statistics are provided in Tables 1 and 2. Arrows indicate the approximate direction of change.

rooted trees also apparently used more depleted water compared with deeply rooted ones (by -1.3‰ , Table 1; supporting information), which accessed a water source with the same isotopic signature as those at low gravel elevations. In terms of growth, low *Populus* trees had significantly higher growth during 1995 than in 1997 (Table 1 and Figure 8b).

Fraxinus tree ring $\delta^{18}\text{O}$ for deep versus shallow rooting trees was significantly different for the snowmelt year. Although the medians are not significantly different, it is apparent that shallow soils provided a more depleted source of water (by -1.1‰) to *Fraxinus* (consistent with the direction of difference and the back-calculated value we found for *Populus*) in this year of low spring rainfall (Table 1 and Figures 4 and 9a). Growth was significantly higher in the snowmelt year versus the rainfall year for all *Fraxinus* trees, especially those at high floodplain elevations.

Over all cohorts, the high rainfall year provided more enriched water to *Populus* than the snowmelt year, and the snowmelt year delivered a more enriched water source to *Fraxinus* than the rainfall year, and these

Table 1. Significantly ($p < 0.05$) Different Variables (Isotopes and Growth)^a

Variable 1 (V1)	Variable 2 (V2)	K-S stat	p Value	n1/n2	V1 Source $\delta^{18}\text{O}$ (‰) ^b	V2 Source $\delta^{18}\text{O}$ (‰) ^b	V1 – V2 (‰) ^b
Joint $\delta^{18}\text{O}$							
Mean <i>Populus</i>	Mean <i>Fraxinus</i>	0.43	2.9E-02	26/33			
s.d. <i>Populus</i>	s.d. <i>Fraxinus</i>	0.48	1.1E-02	26/33			
s.d. high <i>Populus</i>	s.d. high <i>Fraxinus</i>	0.52	3.6E-03	11/18			
s.d. high gravel <i>Populus</i>	s.d. high gravel <i>Fraxinus</i>	0.43	2.9E-02	9/15			
High gravel <i>Populus</i> snow	High gravel <i>Fraxinus</i> snow	0.70	1.7E-02	7/10	–9.43	–7.70	–1.73
<i>Populus</i> 2001–2010	<i>Fraxinus</i> 2001–2010	0.18	3.3E-03	163/109	–7.58	–8.61	1.03
High <i>Populus</i> 2001–2010	High <i>Fraxinus</i> 2001–2010	0.31	5.1E-04	66/106	–7.58	–8.48	0.90
High gravel <i>Populus</i> 2001–2010	High gravel <i>Fraxinus</i> 2001–2010	0.26	3.9E-03	73/108	–7.58	–8.34	0.76
Shallow <i>Populus</i> 2001–2010	Shallow <i>Fraxinus</i> 2001–2010	0.35	9.0E-03	73/30	–7.85	–9.17	1.32
Shallow <i>Populus</i> 1990–1999	Shallow <i>Fraxinus</i> 1990–1999	0.41	2.0E-03	68/27	–7.87	–8.90	1.03
Joint Growth							
s.d. <i>Populus</i>	s.d. <i>Fraxinus</i>	0.86	8.9E-08	25/31			
s.d. high <i>Populus</i>	s.d. high <i>Fraxinus</i>	0.57	1.1E-03	11/18			
s.d. low <i>Populus</i>	s.d. low <i>Fraxinus</i>	0.62	2.9E-04	11/9			
s.d. shallow <i>Populus</i>	s.d. shallow <i>Fraxinus</i>	0.81	5.5E-07	9/3			
s.d. deep <i>Populus</i>	s.d. deep <i>Fraxinus</i>	0.67	7.1E-05	8/10			
s.d. gravel high <i>Populus</i>	s.d. gravel high <i>Fraxinus</i>	0.52	3.6E-03	9/14			
s.d. gravel low <i>Populus</i>	s.d. gravel low <i>Fraxinus</i>	0.52	3.6E-03	8/6			
Gravel high <i>Populus</i> post-wet	Gravel high <i>Fraxinus</i> post-wet	0.60	2.3E-02	9/14			
Gravel low <i>Populus</i> pre-dry	Gravel low <i>Fraxinus</i> pre-dry	0.75	1.9E-02	8/6			
Gravel low <i>Populus</i> rain	Gravel low <i>Fraxinus</i> rain	0.71	3.2E-02	8/6			
High <i>Populus</i> post-wet	High <i>Fraxinus</i> post-wet	0.53	2.9E-02	11/18			
Deep <i>Populus</i> post-dry	Deep <i>Fraxinus</i> post-dry	0.63	3.4E-02	8/10			
<i>Populus</i> 2001–2010	<i>Fraxinus</i> 2001–2010	0.12	3.8E-02	239/296			
Deep <i>Populus</i> 2001–2010	Deep <i>Fraxinus</i> 2001–2010	0.22	2.1E-02	78/99			
<i>Populus</i> $\delta^{18}\text{O}$							
<i>Populus</i> pre-dry	<i>Populus</i> pre-wet	0.44	3.6E-02	25/16	–7.75	–7.98	0.23
Low <i>Populus</i> pre-dry	Low <i>Populus</i> pre-wet	0.65	4.0E-02	11/11	–8.15	–8.53	0.38
Gravel high <i>Populus</i> pre-dry	Gravel high <i>Populus</i> pre-wet	0.71	1.7E-02	9/7	–7.47	–7.71	0.24
Deep <i>Populus</i> snow	Shallow <i>Populus</i> snow	0.86	3.8E-02	3/7	–7.91	–9.16	1.25
Gravel high <i>Populus</i> snow	Gravel low <i>Populus</i> snow	0.86	1.9E-02	7/4	–9.43	–7.91	–1.52
Gravel high <i>Populus</i> snow	Gravel high <i>Populus</i> rain	0.69	4.8E-02	7/6	–9.43	–7.10	–2.33
Low <i>Populus</i> 2001–2010	High <i>Populus</i> 2001–2010	0.38	7.5E-05	67/66	–8.55	–7.58	–0.97
Low gravel <i>Populus</i> 2001–2010	High gravel <i>Populus</i> 2001–2010	0.43	5.0E-05	73/45	–8.69	–7.58	–1.11
<i>Populus</i> Growth							
Low <i>Populus</i> snow	Low <i>Populus</i> rain	0.80	1.2E-03	10/10			
Deep <i>Populus</i> pre-dry	Shallow <i>Populus</i> pre-dry	0.68	1.8E-02	8/10			
<i>Fraxinus</i> $\delta^{18}\text{O}$							
Deep <i>Fraxinus</i> snow	Shallow <i>Fraxinus</i> snow	1.00	3.3E-02	3/3	–7.70	–8.80	1.10
Low <i>Fraxinus</i> 1990–1999	High <i>Fraxinus</i> 1990–1999	0.24	2.5E-02	58/101	–8.49	–7.93	–0.56
Deep <i>Fraxinus</i> 1990–1999	Shallow <i>Fraxinus</i> 1990–1999	0.48	4.5E-04	45/27	–7.93	–8.90	0.97
<i>Fraxinus</i> Growth							
<i>Fraxinus</i> pre-dry	<i>Fraxinus</i> pre-wet	0.45	2.2E-03	31/31			
High <i>Fraxinus</i> pre-dry	High <i>Fraxinus</i> pre-wet	0.56	4.3E-03	18/18			
<i>Fraxinus</i> post-dry	<i>Fraxinus</i> post-wet	0.42	5.7E-03	31/31			
Low <i>Fraxinus</i> post-dry	Low <i>Fraxinus</i> post-wet	0.67	1.9E-02	9/9			
Shallow <i>Fraxinus</i> post-dry	Shallow <i>Fraxinus</i> post-wet	1.00	3.3E-02	3/3			
<i>Fraxinus</i> snow	<i>Fraxinus</i> rain	0.48	8.1E-04	31/31			
High <i>Fraxinus</i> snow	High <i>Fraxinus</i> rain	0.44	3.9E-02	18/18			

^aShaded cells indicate variables with significantly higher medians (measured by Wilcoxon rank sum test ($p < 0.05$)). No shading means the two variables are drawn from statistically distinct distributions, but neither variable has higher median.

^bSource water $\delta^{18}\text{O}$ to root zone back-calculated using model of Barbour *et al.* [2004]. See supporting information.

differences in water sources may have enabled both species to maintain similar growth for these distinct hydrologic years (Figure 11).

4.5. Pre-flow Versus Post-flow Restoration

The flow restoration of 2000 raised the low water table surface by ~0.5 m (Figure 6), which has the potential to impact the partitioning of floodplain water and which may manifest differently between wet versus dry years. Our comparisons of wet and dry years before and after the flow restoration at Pierre-Bénite are

Table 2. Significantly ($p < 0.05$) Different Variables (Isotopes and Growth) Pre-restoration Versus Post-restoration

Variable 1 (V1)	Variable 2 (V2)	K-S stat	p Value	n1/n2	V1 Source $\delta^{18}\text{O}$ (‰) ^a	V2 Source $\delta^{18}\text{O}$ (‰) ^a	V1 – V2 (‰) ^a
<i>Populus</i> $\delta^{18}\text{O}$							
Low gravel <i>Populus</i> pre-dry	Low gravel <i>Populus</i> post-dry	0.88	0.03	8/3	–8.02	–9.59	1.57
<i>Populus</i> Growth							
Low <i>Populus</i> pre-dry	Low <i>Populus</i> post-dry	0.60	0.03	10/10			
Shallow <i>Populus</i> pre-dry	Shallow <i>Populus</i> post-dry	0.60	0.03	10/10			
Low gravel <i>Populus</i> pre-dry	Low gravel <i>Populus</i> post-dry	0.63	0.05	8/8			
<i>Fraxinus</i> $\delta^{18}\text{O}$							
<i>Fraxinus</i> pre-dry	<i>Fraxinus</i> post-dry	0.39	0.02	32/26	–8.36	–9.53	1.17
High gravel <i>Fraxinus</i> pre-dry	High gravel <i>Fraxinus</i> post-dry	0.58	0.01	15/14	–8.09	–8.72	0.63
<i>Fraxinus</i> Growth							
<i>Fraxinus</i> pre-dry	<i>Fraxinus</i> post-dry	0.39	0.01	31/31			
High <i>Fraxinus</i> pre-dry	High <i>Fraxinus</i> post-dry	0.56	0.00	18/18			
Deep <i>Fraxinus</i> pre-dry	Deep <i>Fraxinus</i> post-dry	0.55	0.05	11/11			
High gravel <i>Fraxinus</i> pre-dry	High gravel <i>Fraxinus</i> post-dry	0.57	0.01	14/14			

^aSource water $\delta^{18}\text{O}$ to root zone back-calculated using model of Barbour et al. [2004]. See supporting information. Shaded cells indicate variables with significantly higher medians (measured by Wilcoxon rank sum test ($p < 0.05$)). No shading means the two variables are drawn from statistically distinct distributions, but neither variable has higher median.

approximate in that it is unlikely that the precise hydrologic conditions within a particular year (i.e., the P and Q regimes) will be reproduced. However, these approximate comparisons of wet and dry years reveal some general changes in hydrologic partitioning that have likely occurred in response to the flow restoration in 2000 (Figure 12).

For *Populus*, we found significant differences in dry-year $\delta^{18}\text{O}$ and growth for trees at low gravel elevation. These differences indicate that the low gravel *Populus* used a more depleted source of water in the post-restoration dry year of 2005 (by -1.6‰ , Table 2) and grew significantly faster that year than in 1998 (Table 2 and Figures 9d and 10d). In addition, low elevation and low gravel elevation *Populus* cohorts were significantly depleted in $\delta^{18}\text{O}$ compared with their high elevation and high gravel counterparts for the entire post-restoration period (2001–2010), which suggests a new water source used by these cohorts that enabled them to grow faster (Table 2). Perhaps in a related manner, overall *Populus* growth between high and low elevation trees is uncorrelated before the restoration, but becomes more coordinated for particular years (2007–2009) after its implementation. Although there is no significant difference in $\delta^{18}\text{O}$ for the low cohort before and after the flow restoration ($p = 0.07$), the isotopic water source appears to be trending downward (Figures 7b and 9d). Given the already low p value for the K-S test, the pre-restoration and post-restoration differences will likely become statistically significant for all low *Populus* trees following a few more years of access to elevated summer flows. However, median $\delta^{18}\text{O}$ for the low gravel elevation cohort is already statistically more depleted after the restoration than before it ($p = 0.0124$, $T = 0.003$, $n1/n2 = 48/45$), while it is more enriched for the high gravel *Populus* cohort after restoration ($p = 0.0497$, $T = 0.004$, $n1/n2 = 69/73$). These factors suggest source switching for particular cohorts of *Populus* within the same floodplain site.

For *Fraxinus*, we detected significantly depleted dry-year isotopic values in all trees for 1998 compared with 2005, which is expressed prominently at high gravel elevations. *Fraxinus* growth was also significantly higher for the post-restoration dry year (2005) for several cohorts. There are systematic differences in $\delta^{18}\text{O}$ between low versus high and shallow versus deep *Fraxinus* cohorts for the pre-restoration time period, with low and shallow cohorts apparently obtaining more depleted water than the other cohorts (Table 1; supporting information). There are no significant differences between *Fraxinus* cohorts after the restoration, but there is an increase in the post-2000 SD in $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 9a). However, *Fraxinus* adjusted toward less coordinated growth between high versus low cohorts after 2000 (correlation adjusts from significant value of $\rho = 0.92$; $p = 0.00015$ before restoration to $\rho = 0.21$; $p = 0.56$ after restoration; Figure 8a), which also occurred for high gravel versus low gravel cohorts.

Both *Populus* and *Fraxinus* exhibit apparent shifts in their water sources and growth between the wet and dry years after the restoration. This occurs largely toward more isotopically depleted water for *Populus* in the dry year and toward more enriched water in the wet year for *Fraxinus* (Table 2 and Figures 7, 9, and 12a–12d). Perhaps, in a related manner, growth has modestly increased in the wet year for *Populus* and in the dry year for *Fraxinus*. However, this result is equivocal because different cohorts of a particular species

may offset each other (e.g., dry-year growth for shallow rooting *Populus* has increased, while it has declined for deeply rooted ones). However, it has had an important impact to dry-year growth globally for *Fraxinus*, which increased substantially for many cohorts (Table 2 and Figures 8, 10, and 12e–12h). Again, we can only draw limited conclusions from these comparisons because the pre-restoration versus post-restoration wet or dry hydrologic years would not be expected to have identical floodplain water partitioning. However, one notable result is that many cohorts of *Populus* retain significantly more enriched water signatures in their cellulose for the post-restoration period than their *Fraxinus* counterparts (Table 1). These cohorts are those which would not be expected to have access to the new phreatic water source contributed by the flow restoration (high, high gravel, shallow), and have apparently adapted to a more enriched source of floodplain water.

5. Discussion

This study investigated ecohydrology within a forested riparian corridor designed to assess the influence of various physical controls on water partitioning between different floodplain water reservoirs over a range of hydrologic years. Our detailed approach used trees as annual integrators of the hydrologic cycle, particularly in terms of water availability at the root zone, and its uptake and incorporation into tree ring cellulose. We compared normalized annual tree ring widths and $\delta^{18}\text{O}$ against various local parameters (soil depth, floodplain surface elevation, gravel elevation, and local water $\delta^{18}\text{O}$) that differ for groups of trees. We further assessed these physical controls in the context of characteristic hydrologic years over several decades, which might be expected to produce strong differences in water partitioning, especially before and after major human modification of the local water balance. A few interesting observations have emerged from this analysis that warrant further discussion.

First, the observed differences in $\delta^{18}\text{O}$ within tree ring cellulose between various cohorts for each species can be considered in terms of the relationship between contributing water sources and the local conditions that affect the particular isotopic mix of source water and its availability at the root zone (Figure 1). In general, a lower floodplain is inundated more frequently by either a rising water table or by overbank flooding from the river, even if precipitation is the same as for a higher plain. However, the surface elevation is not directly relevant to tree roots because they penetrate to different depths depending on tree physiology and textural conditions of the substrate. *Singer et al.* [2013] found that *Fraxinus* roots do not penetrate through gravel substrates, while *Populus* roots do, and *Fraxinus* has mostly shallower roots compared to *Populus* within the same plots [Sánchez-Pérez *et al.*, 2008]. Therefore, the relationship between soil depth and gravel elevation may be a more direct control on tree root access to floodplain water reservoirs. For high elevation trees of both species, mean gravel elevation is typically ~ 2 m below the floodplain surface, while it is ~ 1 m below for low trees (Figure 5a). Gravel elevation in the substrate below high trees is rarely exceeded by river stage (i.e., every several years, Figure 5b). However, water table rise and fall associated with hyporheic flow contributions and/or regional aquifer flow is typically slower and less peaked than river stage, such that shallow groundwater tables rarely exceed even the gravel elevation of low trees, much less that of the high ones (Figure 6). This means that *Fraxinus* trees have virtually no access to phreatic water table, apart from the lowest floodplain trees [Dufour and Piegay, 2008], while *Populus* have extremely variable access to shallow phreatic water across the study site. This is in part due to different rooting strategies.

These physical factors must be considered as constants at each tree location when addressing the impacts of annual fluctuations on partitioning of water between floodplain storage reservoirs and corresponding water availability to trees. However, the partitioning of water and its isotopic signature may also vary dramatically year on year due to different combinations of inputs to these storage reservoirs and nonstationary isotopic signatures for each [Alstad *et al.*, 2008; Brooks *et al.*, 2010]. It is likely that these local physical controls on access to annually varying water sources produces, above some threshold of water availability, poor correlation between isotopic signatures of water and climatic variables for cohorts of floodplain trees [Leffler and Evans, 1999]. In other words, without controlling for these local variables (in addition to the relevant climatic and water uptake variables), the signal-to-noise ratio in isotopic response to water availability is reduced, especially in the absence of detailed information on water table elevation at the location of each tree.

Second, comparing isotopes in cellulose for the two species overall, $\delta^{18}\text{O}$ in *Fraxinus* had higher variability over the time series, whereas *Populus* was more enriched in the post-restoration period than *Fraxinus*,

particularly at high floodplain surface elevations, shallow soils, and at high gravel elevations (Table 1). Our calculations (supporting information) suggest the latter enrichment in source waters used by *Populus* could be as much as +1.3‰ for trees rooted in shallow (<1 m) soils. This is striking considering these two species are rooted in the same soils and both presumably have limited access to phreatic water at these rooting locations. So what is the rationale behind this enrichment? When precipitation infiltrates into soils, evaporation near the soil surface typically makes the remaining water heavier isotopically, but this effect diminishes with infiltration depth, such that vertical gradients in $\delta^{18}\text{O}$ may be observed [Gazis and Feng, 2004; Hsieh et al., 1998; Lambs and Berthelot, 2002]. Furthermore, seasonal changes in the source precipitation may affect the initial value of $\delta^{18}\text{O}$ delivered to the vadose zone and infiltrating water may interact with antecedent moisture, such that the concentration of $\delta^{18}\text{O}$ at the root zone of a particular species develops as a volumetrically weighted average of contributing sources. Moreover, in addition to vertical translatory flow where new water replaces older water in soil pores [Horton and Hawkins, 1965], recent work demonstrated that water infiltrating from winter rains may fill up small pore spaces first, where it is tightly bound and retained until the spring growing season, at which point this water may become available to tree roots of Mediterranean trees (even after larger pores drain) [Brooks et al., 2010]. Based on this background understanding, there are several plausible explanations for the relative *Populus* cellulose enrichment in the period 2001–2010:

1. Since these cohorts are rooted at locations where they may become easily stranded from phreatic water, they might instead rely on an isotopically enriched source of water near the soil surface that develops due to warmer spring precipitation and to evaporative enrichment. However, since *Fraxinus* also has access to vadose zone water, it may be that the two species are using different components of the available soil water. For example, *Populus* cellulose enrichment could emerge because of investment in a higher density of near-surface roots than *Fraxinus*, allowing it access to relatively enriched water due to spring/summer evaporation (Figure 1). Since *Populus* typically invest in deep root growth, they have much smaller roots in the vadose zone, compared with co-occurring *Fraxinus* trees (see Singer et al. [2013, Figure 6], which shows rooting differences between these species). However, these small near-surface roots in *Populus* are relied upon to obtain water particularly in the upper 30 cm of the soil [Lambs and Berthelot, 2002], whereas *Fraxinus* likely obtains water from depths throughout the vadose zone, potentially yielding a more depleted oxygen isotopic signature.

2. If the infiltrating water does in fact get stored in small pores, disconnected from translatory flow yet available for subsequent extraction by vadose zone roots, this should occur at various elevations in the soil column. In other words, early autumn/winter rains that have a relatively depleted isotopic signature (Figure 3) would be responsible for filling up small soil pores throughout the draining soil column. However, water stored in such fine pores closer to the soil surface would likely undergo evaporative enrichment in various periods through the hydrologic year, and especially during the warm spring/summer months. As a result, water extracted from these pores would contain more enriched water than that extracted from small pores at deeper soil levels, even though the water may derive from the same rainstorms. *Populus* certainly exhibits higher rates of sap flow [Lambs and Muller, 2002; Sánchez-Pérez et al., 2008], which may enable this species to obtain tightly bound water through shallow vadose zone roots at low soil matric potentials, especially as a “last-chance” water source, once deeper reservoirs become exhausted [Snyder and Williams, 2000]. However, this vadose zone water source may not satisfy the high demand for this species [Lambs and Muller, 2002], due to insufficient dimorphic rooting [Dawson and Pate, 1996], creating negative consequences for *Populus* growth [Lambs et al., 2006] compared to *Fraxinus* especially in dry years (Table 1 and Figures 8 and 10). These factors suggest an acute vulnerability for *Populus* associated with increased drought conditions that lower regional water tables [Amlin and Rood, 2003; Singer et al., 2013]. However, it appears that *Populus* in the Pierre-Bénite site may have adapted to infrequent phreatic water supply by growing more shallow roots to access this relatively enriched water source in order to maintain sufficient interannual growth (Figures 1, 9, and 10 and Table 1). It is not clear whether this could impact water availability to *Fraxinus*. In any event, these two species for particular cohorts have developed distinct sources waters.

3. If transpiration/conductance for *Populus* declined dramatically in this latter period, leaf water could have progressively enriched the preserved tree ring isotopic signature in these trees (based on manipulations of the Barbour model). However, there is no evidence for this, since annual growth rates have not changed dramatically over this period for the species and there have been no significant climatic differences to drive such changes in tree physiological response.

Third, the differences in isotopic signatures between the snowmelt (1995) and rainfall (1997) years suggest that *Populus* trees generally used more isotopically enriched water in 1997, whereas *Fraxinus* used more enriched water in 1995 (Figure 11). However, closer examination of individual cohorts yields more insight into the floodplain ecohydrology during these contrasting water years. During the high snowmelt year, *Fraxinus* trees rooted in shallow soils, high surface elevations, and low gravel elevations evidently used a more depleted water source than their counterpart trees in deep soils, low elevations, and high gravel elevations (Figures 7a, 9a, and 9c), whereas *Populus* trees rooted at high gravel elevations accessed more depleted water than those at low gravel elevations during this year (Figure 9d). The former result is intuitive; most *Fraxinus* cohorts cannot typically access the hyporheic waters associated with spring snowmelt (Figure 9c) because their roots do not penetrate gravel, so significant differences in cohort *Fraxinus* isotopic signatures for 1995 are likely a function of soil depth. In this case of low growing season rainfall (Figure 4), trees rooted in deep soils have access to more enriched water from the vadose zone (Table 1 and Figure 9a). In 1995, GNIP records for Thonon Les Bains (no records exist for Avignon for this year) show that there was anomalously high rainfall in May (1.9 cm) containing an unusually depleted isotopic signature for this time of year (-10.6‰). The remainder of the growing season had very low rainfall with more enrichment in $\delta^{18}\text{O}$. Thus, it is possible that *Fraxinus* trees rooted in shallow soils and at high gravel elevations used this early growing season rainfall and thus recorded a more depleted isotopic water source compared with cohorts obtaining a greater mix of growing season precipitation (through a deeper soil profile). Since *Populus* trees in shallow soils and those at high gravel positions had a similar value of back-calculated source water to that of shallow-rooting *Fraxinus* (within 0.4‰), they apparently used the same source of water, which was 1.7‰ more depleted (likely phreatic source) compared with its *Fraxinus* equivalent (Table 1; supporting information). In contrast, the deeply rooted and low gravel position cohorts of both species accessed a more enriched water source, indicative of the larger mix of annual precipitation. It is not clear whether there was enough hyporheic flow in this snowmelt year to raise the water table to elevations reachable by any trees in Pierre-Bénite, but we speculate that high gravel *Populus* gained access to this phreatic water source (Figure 6; supporting information).

In the year 1997, Q was reduced and spring rains dominated growing season floodplain hydrology. While *Fraxinus* did not exhibit any significant differences between the various cohorts, *Populus* at high floodplain elevations, high gravel elevations, and those rooted in deep soils apparently took advantage of enriched soil moisture from relatively warm and high growing season rains (Figures 3 and 9d). This source of water may have allowed these cohorts to maintain their growth in high spring rainfall years and more steady annual growth overall, compared to their low gravel elevation cohort (Figure 10d and Table 1). Again, it appears that the water table was not available to any of our trees in 1997 (Figure 6).

Fourth, the restoration has certainly had an important impact on some riparian trees at this site, especially *Populus*. The effect of the restoration is evident for high versus low trees of this species (Figure 7b), but even more so for high versus low gravel elevations (Figure 9d). These isotopic signals diverge as trees at low floodplain and gravel elevations accessed increasingly depleted water from the shallow phreatic zone (Table 1), allowing much more elevated and consistent growth for this species in dry years (Figure 10d). Annual differences in mean growth and $\delta^{18}\text{O}$ between *Populus* cohorts at high versus low elevations and high versus low gravel elevations support our conclusions about the effect of the flow restoration. Increases in yearly differences in $\delta^{18}\text{O}$ for high versus low *Populus* after the restoration yielded fewer differences in annual growth (Figures 7b and 8b). Overall, the flow restoration appears to have had an impact on source water availability to riparian trees at Pierre-Bénite, especially *Populus*.

The availability of water to riparian trees is often discussed in terms of end-member sources of phreatic water [Busch et al., 1992; Dawson and Ehleringer, 1991] versus vadose zone water [Plamboeck et al., 1999]. However, in riparian environments in particular, modest variations in driving hydrology based on climatic fluctuations may notably influence the partitioning of water between these sources, especially in floodplains with heterogeneous structure (i.e., in terms of sedimentary architecture and elevation). Thus, the isotopic signature of water preserved in vegetation is likely to fluctuate annually based on water availability alone [Walker and Richardson, 1991] and will vary across individual stands of forest. These variations in tree ring $\delta^{18}\text{O}$ are ultimately reflective of complex interactions between driving hydrology, which varies by annually and seasonally by magnitude, timing, and phase of precipitation, and the local conditions of topography and soil texture that influence the movement of water between the various saturated and

unsaturated floodplain storage reservoirs (Figure 1). Such annual differences may be expected to undergo substantial and unpredictable changes, as climatic shifts are expressed in particular regions. For example, the warming and drying of basins such as the Rhône will affect precipitation regimes, evaporation rates, and thus antecedent moisture in floodplain forests [Singer *et al.*, 2013].

Anthropogenic influence on river-floodplain corridors may also dramatically impact the partitioning of water between these storage reservoirs. The influence of hydrologic modifications on streamflow regimes are well documented throughout the world [Nilsson *et al.*, 2005] and their influence may propagate or dissipate through the fluvial network [Singer, 2007]. In addition, impacts to flow regimes due to water extraction [e.g., Maheshwari *et al.*, 1995] or even large-scale rehabilitation scenarios aimed at improving river-floodplain interaction and functioning [e.g., Singer and Dunne, 2004, 2006] are likely to change streamflow regimes, hyporheic flow, and regional shallow groundwater tables. As these changes influence the annual availability of water in floodplain storage reservoirs, we should expect impacts to riparian forests [Amlin and Rood, 2003; Rains *et al.*, 2004; Snyder and Williams, 2007]. However, the prediction of such ecohydrologic responses requires detailed study into the imprint of human alteration of hydrology on top of inherent (or even shifting) climatic variability and local topographic and sedimentary controls that influence partitioning of water in floodplains.

6. Conclusions

The two-species comparison for analyzing floodplain ecohydrology yields new insight into topographic and hydrologic controls on tree water availability and growth, especially when considering separately the climatic versus anthropogenic versus local physical controls on water availability to the root zone after constraining the potential relative roles of leaf-water enrichment versus source waters. There is still much to be learned about the integration of isotopic signatures into tree rings that reflect annually and seasonally varying water sources. Several factors were presented that challenge interpretations of past climate or even of contemporary plant-water relations, especially in water-rich floodplains, when viewed at the spatial scale of at least a forest stand and over a period of decades. Further work could explore the oxygen isotopic signatures of water availability and uptake at these scales to better inform predictive models of forest health with respect to climatic, anthropogenic, and physical perturbations.

Acknowledgments

We thank Holly McKelvey, Andrew Martin, and Rosanagh Davison for field and laboratory assistance, and Cheryl Wood, and Angus Calder for laboratory assistance and facilitation. We acknowledge financial support from Observatoire Hommes/Milieux Vallée du Rhône, The Royal Society (RG100590), The Carnegie Trust for the Universities of Scotland, and the Rhône-Alpes region via the ARC Environment program 2013. We also acknowledge NERC PhD studentship support to Sargeant and Evans. We are grateful for detailed reviews provided by Luc Lambs, Neil Loader, and an enormously helpful anonymous reviewer. We also thank John Roden for providing us with a spreadsheet version of the Barbour model.

References

- Adams, M. A., and P. F. Grierson (2001), Stable isotopes at natural abundance in terrestrial plant ecology and ecophysiology: An update, *Plant Biol.*, 3(4), 299–310.
- Alstad, K. P., J. M. Welker, S. A. Williams, and M. J. Trlica (1999), Carbon and water relations of *Salix monticola* in response to winter browsing and changes in surface water hydrology: An isotopic study using $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, *Oecologia*, 120(3), 375–385.
- Alstad, K. P., S. C. Hart, J. L. Horton, and T. E. Kolb (2008), Application of tree-ring isotopic analyses to reconstruct historical water use of riparian trees, *Ecol. Appl.*, 18(2), 421–437.
- Amlin, N. M., and S. B. Rood (2003), Drought stress and recovery of riparian cottonwoods due to water table alteration along Willow Creek, Alberta, *Trees Struct. Funct.*, 17(4), 351–358.
- Amoros, C., A. Elger, S. Dufour, L. Grosprêtre, H. Piégay, and C. Henry (2005), Flood scouring and groundwater supply in side-channel rehabilitation of the Rhône river, France, *Arch. Hydrobiol.*, 155, 147–167.
- Anderson, W. T., S. M. Bernasconi, J. A. McKenzie, M. Saurer, and F. Schweingruber (2002), Model evaluation for reconstructing the oxygen isotopic composition in precipitation from tree ring cellulose over the last century, *Chem. Geol.*, 182(2–4), 121–137.
- Barbour, M. M. (2007), Stable oxygen isotope composition of plant tissue: A review, *Funct. Plant Biol.*, 34(2), 83–94.
- Barbour, M. M., J. S. Roden, G. D. Farquhar, and J. R. Ehleringer (2004), Expressing leaf water and cellulose oxygen isotope ratios as enrichment above source water reveals evidence of a Péclet effect, *Oecologia*, 138(3), 426–435.
- Brendel, O., P. P. M. Iannetta, and D. Stewart (2000), A rapid and simple method to isolate pure alpha-cellulose, *Phytochem. Anal.*, 11(1), 7–10.
- Brooks, R. J., H. R. Barnard, R. Coulombe, and J. J. McDonnell (2010), Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate, *Nat. Geosci.*, 3(2), 100–104.
- Burk, R. L., and M. Stuiver (1981), Oxygen isotope ratios in trees reflect mean annual temperature and humidity, *Science*, 211(4489), 1417–1419.
- Busch, D. E., N. L. Ingraham, and S. D. Smith (1992), Water-uptake in woody riparian phreatophytes of the southwestern United-States—A stable isotope study, *Ecol. Appl.*, 2(4), 450–459.
- Cook, E. R., and L. A. Kairiukstis (Eds.) (1990), *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences*, Kluwer Acad., Dordrecht, Netherlands.
- Cook, E. R., and K. Peters (1981), The smoothing spline: A new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies, *Tree Ring Bull.*, 41, 45–53.
- Craig, H., and L. I. Gordon (1965), Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere, in *Proceedings of a Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, edited by E. Tongiorgi, pp. 9–130, V. Lishi e F., Spoleto, Italy.

- Daux, V., J. L. Edouard, V. Masson-Delmotte, M. Stievenard, G. Hoffmann, M. Pierre, O. Mestre, P. A. Danis, and F. Guibal (2011), Can climate variations be inferred from tree-ring parameters and stable isotopes from *Larix decidua*? Juvenile effects, budmoth outbreaks, and divergence issue, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *309*(3–4), 221–233.
- Dawson, T. E., and J. R. Ehleringer (1991), Streamside trees that do not use stream water, *Nature*, *350*(6316), 335–337.
- Dawson, T. E., and J. S. Pate (1996), Seasonal water uptake and movement in root systems of Australian phraeatophytic plants of dimorphic root morphology: A stable isotope investigation, *Oecologia*, *107*(1), 13–20.
- de Benedittis, J., and J. L. Bertrand-Krajewski (2005), Measurement of infiltration rates in urban sewer systems by use of oxygen isotopes, *Water Sci. Technol.*, *52*(3), 229–237.
- De Niro, M. J., and S. Epstein (1979), Relationship between the oxygen isotope ratios of terrestrial plant cellulose, carbon dioxide, and water, *Science*, *204*(4388), 51–53.
- Douglas, A. E. (1920), Evidence of climatic effects in the annual rings of trees, *Ecology*, *1*(1), 24–32.
- Dufour, S., and H. Piegay (2008), Geomorphological controls of *Fraxinus excelsior* growth and regeneration in floodplain forests, *Ecology*, *89*(1), 205–215.
- Dupouey, J. L., S. Leavitt, E. Choiselet, and S. Jourdain (1993), Modeling carbon-isotope fractionation in tree-rings based on effective evapotranspiration and soil-water status, *Plant Cell Environ.*, *16*(8), 939–947.
- Edwards, T. W. D., and P. Fritz (1986), Assessing meteoric water composition and relative humidity from $\delta^{18}\text{O}$ and ^2H in wood cellulose: Paleoclimatic implications for southern Ontario, Canada, *Appl. Geochem.*, *1*, 715–723.
- Ehleringer, J. R., and T. E. Dawson (1992), Water uptake by plants: Perspectives from stable isotope composition, *Plant Cell Environ.*, *15*(9), 1073–1082.
- Epstein, S., and C. J. Yapp (1976), Climatic implications of the D/H ratio of hydrogen in C-H groups in tree cellulose, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *30*(2), 252–261.
- Evans, M. N., and D. P. Schrag (2004), A stable isotope-based approach to tropical dendroclimatology, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *68*(16), 3295–3305.
- Farquhar, G., and J. Lloyd (1993), Carbon and oxygen isotope effects in the exchange of carbon dioxide between terrestrial plants and the atmosphere, in *Stable Isotopes and Plant Carbon-Water Relations*, edited by J. Ehleringer, A. Hall, and G. Farquhar, pp. 47–70, Academic, San Diego, Calif.
- Farquhar, G. D., L. A. Cernusak, and B. Barnes (2007), Heavy water fractionation during transpiration, *Plant Physiol.*, *143*(1), 11–18.
- Flanagan, L. B., J. P. Comstock, and J. R. Ehleringer (1991), Comparison of modeled and observed environmental-influences on the stable oxygen and hydrogen isotopic composition of leaf water in *Phaseolus vulgaris* L., *Plant Physiol.*, *96*(2), 588–596.
- Fritts, H. C. (1976), *Tree Rings and Climate*, 576 pp., Academic, London.
- Fritts, H. C., and T. W. Swetnam (1989), Dendroecology: A tool for evaluating variations in past and present forest environments, *Adv. Ecol. Res.*, *19*, 111–188.
- Gat, J. R., and Y. Tzur (1968), Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharged, paper presented at Isotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency, Vienna.
- Gaziz, C., and X. Feng (2004), A stable isotope study of soil water: Evidence for mixing and preferential flow paths, *Geoderma*, *119*(1–2), 97–111.
- Gray, J., and P. Thompson (1976), Climatic information from $18\text{O}/16\text{O}$ ratios of cellulose in tree rings, *Nature*, *262*(5568), 481–482.
- Grissino-Mayer, H. D. (2002), Research report evaluating crossdating accuracy: A manual and tutorial for the computer program COFECHA, *Tree Ring Res.*, *57*(2), 205–221.
- Horton, J. H., and R. H. Hawkins (1965), Flow path of rain from the soil surface to the water table, *Soil Sci.*, *100*(6), 377–383.
- Hsieh, J. C. C., O. A. Chadwick, E. F. Kelly, and S. M. Savin (1998), Oxygen isotopic composition of soil water: Quantifying evaporation and transpiration, *Geoderma*, *82*(1–3), 269–293.
- Jarvis, N., J. Koestel, I. Messing, J. Moey, and A. Lindahl (2013), Influence of soil, land use and climatic factors on the hydraulic conductivity of soil, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *17*(12), 5185–5195.
- Klingeman, P. C., J. P. Bravard, Y. Giuliani, J. M. Olivier, and G. Pautou (1998), Hydropower reach by-passing and dewatering impacts in gravel-bed rivers, in *Gravel Bed Rivers in the Environment*, edited by P. C. Klingeman et al., pp. 313–344, Water Resour. Publ., Littleton, Colo.
- Lambs, L., and M. Berthelot (2002), Monitoring of water from the underground to the tree: First results with a new sap extractor on a riparian woodland, *Plant Soil*, *241*(2), 197–207.
- Lambs, L., and É. Muller (2002), Sap flow and water transfer in the Garonne River riparian woodland, France: First results on poplar and willow, *Ann. For. Sci.*, *59*(3), 301–315.
- Lambs, L., M. Loubiat, J. Girel, J. Tissier, J.-P. Peltier, and G. Marigo (2006), Survival and acclimatation of *Populus nigra* to drier conditions after damming of an alpine river, southeast France, *Ann. For. Sci.*, *63*(4), 377–385.
- Leffler, A. J., and A. S. Evans (1999), Variation in carbon isotope composition among years in the riparian tree, *Oecologia*, *119*(3), 311–319.
- Lemoine, D., J.-P. Peltier, and G. Marigo (2001), Comparative studies of the water relations and the hydraulic characteristics in *Fraxinus excelsior*, *Acer pseudoplatanus* and *A. opalus* trees under soil water contrasted conditions, *Ann. For. Sci.*, *58*(7), 723–731.
- Maheshwari, B. L., K. F. Walker, and T. A. McMahon (1995), Effects of regulation on the flow regime of the River Murray, Australia, *Reg. Rivers Res. Manage.*, *10*, 15–38.
- Mahoney, J. M., and S. B. Rood (1998), Streamflow requirements for cottonwood seedling recruitment—An integrative model, *Wetlands*, *18*(4), 634–645.
- Majoube, M. (1971), Oxygen-18 and deuterium fractionation between water and steam, *J. Chim. Phys. Phys. Chim. Biol.*, *68*(10), 1423–1436.
- Marshall, J. D., and R. A. Monserud (2006), Co-occurring species differ in tree-ring $\delta^{18}\text{O}$ trends, *Tree Physiol.*, *26*, 1055–1066.
- McCarroll, D., and N. J. Loader (2005), Stable isotopes in tree rings, in *Isotopes in Paleoenvironmental Research*, edited by M. J. Leng, pp. 67–116, Springer, Dordrecht, Netherlands.
- Nilsson, C., C. A. Reidy, M. Dynesius, and C. Revenga (2005), Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems, *Science*, *308*(5720), 405–408.
- Olivier, J.-M., G. Carrel, N. Lamouroux, M.-J. Dole-Olivier, F. Malard, J.-P. Bravard, and C. Amoros (2009), The Rhône River basin, in *Rivers of Europe*, edited by K. Tockner, C. T. Robinson, and U. Uehlinger, pp. 247–295, Academic, London.
- Pautou, G., J. Girel, and J.-L. Borel (1992), Initial repercussions and hydroelectric developments in the French Upper Rhone valley: A lesson for predictive scenarios propositions, *Environ. Manage.*, *16*, 231–242.
- Piégay, H., R. Foussadier, P. Joly, G. Pautou, and V. Mourier (1997), Principes de réhabilitation des marges du Rhône à partir d'indicateurs géomorphologiques, phyto-écologiques et batrachologiques: Le cas du Rhône court-circuité de Pierre-Bénite, *Géocarrefour*, *72*, 7–22.

- Plamboeck, A. H., H. Grip, and U. Nygren (1999), A hydrological tracer study of water uptake depth in a Scots pine forest under two different water regimes, *Oecologia*, *119*(3), 452–460.
- Rains, M. C., J. E. Mount, and E. W. Larsen (2004), Simulated changes in shallow groundwater and vegetation distributions under different reservoir operations scenarios, *Ecol. Appl.*, *14*(1), 192–207.
- Roden, J. S., and J. R. Ehleringer (1999), Hydrogen and oxygen isotope ratios of tree-ring cellulose for riparian trees grown long-term under hydroponically controlled environments, *Oecologia*, *121*(4), 467–477.
- Roden, J. S., and J. R. Ehleringer (2000), Hydrogen and oxygen isotope ratios of tree ring cellulose for field-grown riparian trees, *Oecologia*, *123*(4), 481–489.
- Roden, J. S., G. G. Lin, and J. R. Ehleringer (2000), A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *64*(1), 21–35.
- Roden, J. S., D. R. Bowling, N. G. McDowell, B. J. Bond, and J. R. Ehleringer (2005), Carbon and oxygen isotope ratios of tree ring cellulose along a precipitation transect in Oregon, United States, *J. Geophys. Res.*, *110*, G02003, doi:10.1029/2005JG000033.
- Rood, S. B., J. H. Braatne, and F. M. R. Hughes (2003), Ecophysiology of riparian cottonwoods: Stream flow dependency, water relations and restoration, *Tree Physiol.*, *23*(16), 1113–1124.
- Sánchez-Pérez, J. M., E. Lucot, T. Bariac, and M. Trémoilières (2008), Water uptake by trees in a riparian hardwood forest (Rhine floodplain, France), *Hydrol. Processes*, *22*(3), 366–375.
- Saurer, M., U. Siegenthaler, and F. Schweingruber (1995), The climate-carbon isotope relationship in tree-rings and the significance of site conditions, *Tellus, Ser. B*, *47*(3), 320–330.
- Saurer, M., K. Aellen, and R. Siegwolf (1997), Correlating delta C-13 and delta O-18 in cellulose of trees, *Plant Cell Environ.*, *20*(12), 1543–1550.
- Saurer, M., P. Cherubini, and R. Siegwolf (2000), Oxygen isotopes in tree rings of *Abies alba*: The climatic significance of interdecadal variations, *J. Geophys. Res.*, *105*(D10), 12,461–12,470.
- Schürch, M., and F.-D. Vuataz (2000), Groundwater components in the alluvial aquifer of the alpine Rhone River valley, Bois de Finges area, Wallis Canton, Switzerland, *Hydrogeol. J.*, *8*(5), 549–563.
- Singer, M. B. (2007), The influence of major dams on hydrology through the drainage network of the Sacramento Valley, California, *River Res. Appl.*, *23*(1), 55–72.
- Singer, M. B., and T. Dunne (2004), An empirical-stochastic, event-based program for simulating inflow from a tributary network: Framework and application to the Sacramento River basin, California, *Water Resour. Res.*, *40*, W07506, doi:10.1029/2003WR002725.
- Singer, M. B., and T. Dunne (2006), Modeling the influence of river rehabilitation scenarios on bed material sediment flux in a large river over decadal timescales, *Water Resour. Res.*, *42*, W12415, doi:10.1029/2006WR004894.
- Singer, M. B., J. C. Stella, S. Dufour, H. Piégay, R. J. S. Wilson, and L. Johnstone (2013), Contrasting water-uptake and growth responses to drought in co-occurring riparian tree species, *Ecohydrology*, *6*(3), 402–412.
- Sklash, M. G., R. N. Farvolden, and P. Fritz (1976), Conceptual-model of watershed response to rainfall, developed through use of oxygen-18 as a natural tracer, *Can. J. Earth Sci.*, *13*(2), 271–283.
- Snyder, K. A., and D. G. Williams (2000), Water sources used by riparian trees varies among stream types on the San Pedro River, Arizona, *Agric. For. Meteorol.*, *105*(1–3), 227–240.
- Snyder, K. A., and D. G. Williams (2007), Root allocation and water uptake patterns in riparian tree saplings: Responses to irrigation and defoliation, *For. Ecol. Manage.*, *246*(2–3), 222–231.
- Song, X. I. N., M. M. Barbour, G. D. Farquhar, D. R. Vann, and B. R. Helliker (2013), Transpiration rate relates to within- and across-species variations in effective path length in a leaf water model of oxygen isotope enrichment, *Plant Cell Environ.*, *36*(7), 1338–1351.
- Stella, J., P. Rodríguez-González, S. Dufour, and J. Bendix (2012), Riparian vegetation research in Mediterranean-climate regions: Common patterns, ecological processes, and considerations for management, *Hydrobiologia*, *719*, 291–315.
- Sternberg, L. d. S. L. O. R., and M. J. D. DeNiro (1983), Biogeochemical implications of the isotopic equilibrium fractionation factor between the oxygen atoms of acetone and water, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *47*(12), 2271–2274.
- Stromberg, J. C., and D. T. Patten (1996), Instream flow and cottonwood growth in the eastern Sierra Nevada of California, USA, *Reg. Rivers Res. Manage.*, *12*(1), 1–12.
- Tang, K. L., and X. H. Feng (2001), The effect of soil hydrology on the oxygen and hydrogen isotopic compositions of plants' source water, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *185*(3–4), 355–367.
- Thorburn, P. J., and G. R. Walker (1994), Variations in stream water-uptake by *Eucalyptus-Camaldulensis* with differing access to stream water, *Oecologia*, *100*(3), 293–301.
- Walker, C. D., and S. B. Richardson (1991), The use of stable isotopes of water in characterising the source of water in vegetation, *Chem. Geol.*, *94*(2), 145–158.
- Waterhouse, J. S., V. R. Switsur, A. C. Barker, A. H. C. Carter, and I. Robertson (2002), Oxygen and hydrogen isotope ratios in tree rings: How well do models predict observed values?, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *201*(2), 421–430.
- Willms, J., S. B. Rood, W. Willms, and M. Tyree (1998), Branch growth of riparian cottonwoods: A hydrologically sensitive dendrochronological tool, *Trees Struct. Funct.*, *12*(4), 215–223.
- Zencich, S. J., R. H. Froend, J. V. Turner, and V. Gailitis (2002), Influence of groundwater depth on the seasonal sources of water accessed by *Banksia* tree species on a shallow, sandy coastal aquifer, *Oecologia*, *131*(1), 8–19.

Table des matières

REMERCIEMENTS	- 7 -
INTRODUCTION GENERALE.....	- 11 -
CHAPITRE 1. CADRE CONCEPTUEL ET THEMATIQUE DE L'ETUDE	- 15 -
1. Plaines alluviales et hydrosystèmes fluviaux.....	- 15 -
1.1. Plaines alluviales et plaines inondables : s'entendre sur le vocable	- 16 -
1.2. Dynamique des cours actifs en milieu alluvial	- 16 -
1.2.1. Dynamique du système fluvial : les contrôles amont.....	- 17 -
1.2.2. Typologie et signification environnementale des styles fluviaux	- 18 -
1.2.3. Relations cours actif(s) / plaine.....	- 20 -
1.3. Les plaines en tant qu'hydrosystème	- 22 -
2. De la genèse à l'atterrissement : évolution biophysique des chenaux latéraux	- 24 -
2.1. Genèse des bras vifs : recoupement et avulsion.....	- 24 -
2.1.1. Cas des recoupements dans les cours d'eau à chenal unique	- 25 -
2.1.2. Cas des recoupements dans les cours d'eau tressés.....	- 26 -
2.1.3. Cas des avulsions.....	- 27 -
2.2. Abandon des chenaux latéraux par le cours actif.....	- 27 -
2.2.1. Cas de l'abandon des chenaux recoupés de méandres.....	- 28 -
2.2.2. Cas des systèmes fluviaux anthropisés	- 29 -
2.3. Facteurs de contrôle de l'atterrissement des bras morts.....	- 30 -
2.3.1. Implications de la connectivité hydrologique et de la géométrie.....	- 32 -
2.3.2. Evolution du comblement sédimentaire et de l'atterrissement au cours du temps et pérennité des bras morts en tant qu'habitat aquatique	- 36 -
2.4. Implications pour les conditions d'habitat, les successions écologiques et la richesse spécifique des bras et des plaines alluviales	- 38 -
3. De l'altération à la restauration écologique des plaines et des chenaux latéraux	- 40 -
3.1. Perturbations anthropiques et conséquences sur les plaines et les chenaux latéraux .	- 40 -
3.2. Pourquoi rendre à nouveau fonctionnel les chenaux latéraux ?	- 42 -
3.3. Stratégies de restauration des plaines alluviales et de leurs anciens chenaux latéraux	- 43 -
3.3.1. La restauration des cours d'eau : définition du concept et fondements théoriques ...	- 43 -
3.3.2. La restauration des plaines et de leurs chenaux latéraux en pratique.....	- 45 -
3.4. Suivi et évaluation scientifique de ces opérations de restauration	- 47 -
3.4.1. Aspects théoriques	- 47 -
3.4.2. Retours d'expériences sur la restauration des chenaux latéraux : qu'en est-il des suivis hydromorphologiques ?	- 49 -

CHAPITRE 2. CADRE GEOHISTORIQUE, OPERATIONNEL ET ANALYTIQUE - 51 -

1. Le Rhône, un hydrosystème fortement modifié : historique de l'aménagement fluvial et fonctionnement actuel.....	- 51 -
1.1. Le bassin hydrographique rhodanien : bref descriptif du cadre physique	- 51 -
1.2. L'anthropisation de l'hydrosystème et ses conséquences éco-hydromorphologiques.....	- 55 -
1.2.1. Le Rhône avant les grandes phases d'aménagement des XIX ^e et XX ^e siècles.....	- 55 -
1.2.2. La correction du cours du fleuve Rhône.....	- 56 -
1.2.3. L'exploitation de la "houille blanche" et le fonctionnement hydrologique actuel des tronçons étudiés.....	- 59 -
1.2.4. Conséquences cumulées des phases d'aménagement sur le fonctionnement des vieux-Rhône.	- 62 -
2. Le programme de restauration des tronçons court-circuités du Rhône et le suivi scientifique des opérations réalisées	- 66 -
2.1. Origine et organisation institutionnelle de la restauration du fleuve.....	- 66 -
2.2. Objectifs et stratégies de la restauration	- 67 -
2.2.1. Le relèvement des débits réservés	- 68 -
2.2.2. La restauration des chenaux latéraux.....	- 68 -
2.3. La restauration en pratique : travaux réalisés sur les tronçons et les bras étudiés	- 70 -
2.4. Organisation du suivi scientifique des opérations de restauration et objectifs généraux	- 75 -
3. Le suivi hydromorphologique des bras restaurés : finalités et mesures réalisées	- 76 -
3.1. Problématiques générales et objectifs.....	- 76 -
3.2. Mesures réalisées et données de base utilisées	- 78 -
3.2.1. Suivi des paramètres de réponse hydromorphologiques.....	- 78 -
3.2.1.1. Les campagnes de relevés in situ	- 78 -
3.2.1.2. Analyse des échantillons d'alluvions fines.....	- 81 -
3.2.1.3. La bathymétrie par imagerie à très haute résolution spatiale	- 82 -
3.2.2. Suivi des paramètres de contrôle hydrologique et hydraulique	- 83 -
3.2.2.1. La dynamique des niveaux d'eau dans les bras	- 83 -
3.2.2.2. Les acquisitions topographiques	- 86 -
3.2.2.3. Autres sources de données hydrologiques et hydrauliques dans les chenaux principaux ..	- 88 -
3.3. Organisation des travaux de recherche	- 88 -

CHAPITRE 3. VARIABILITE SPATIALE ET TEMPORELLE DES CONDITIONS GRANULOMETRIQUES DANS DES CHENAUx LATERAUX RESTAURES D'UN GRAND FLEUVE : RELIER LES PATRONS AUX PROCESSUS. - 91 -

1. Introduction	- 92 -
2. Methods.....	- 94 -
2.1. Study sites.....	- 94 -
2.2. Hydrological and topographic field measurements	- 97 -
2.3. Estimating overflow frequency and magnitude in restored floodplain channels.....	- 98 -
2.4. Grain size measurements	- 100 -
2.5. Spatial and temporal analysis of grain size conditions	- 100 -
2.6. Relating grain sizes to overflow frequency and magnitude.....	- 101 -

3. Results	- 103 -
3.1. General characteristics of floodplain channels and upstream overflow frequencies	- 103 -
3.2. Between-channel (time-averaged) grain sizes	- 103 -
3.3. Within-channel dynamics of grain sizes	- 104 -
3.4. Relating sedimentological conditions to overflow frequency and magnitude	- 106 -
3.5. Relating indirect connectivity indices to overflow frequency and magnitude	- 108 -
4. Discussion	- 108 -
4.1. Between-channel (time-averaged) grain size conditions and their predictions	- 109 -
4.2. Within-channel dynamics of grain size conditions	- 109 -
4.3. Feedbacks on the indirect index of lateral connectivity	- 111 -
4.4. Recommendations for improving monitoring and restoration designs	- 111 -
5. Conclusion	- 112 -
 CHAPITRE 4. STRUCTURES SPATIALES ET DYNAMIQUES TEMPORELLES DE LA SEDIMENTATION FINE DANS DES CHENAUX LATÉRAUX RESTAURÉS : UNE ÉTAPE VERS LA PREDICTION DE LEUR PÉRENNITÉ EN TANT QU'HABITAT AQUATIQUE.	- 115 -
1. Introduction	- 116 -
2. Study sites	- 118 -
3. Materials and methods	- 120 -
3.1. Monitoring surveys and measured parameters	- 120 -
3.2. Characterizing post-restoration spatial patterns of fine sedimentation and their changes through time	- 122 -
3.2.1. Overview of dynamics and patterns: accumulation versus scouring processes	- 122 -
3.2.2. Describing the between- and within-floodplain channels variability in sedimentological conditions	- 122 -
3.3. Assessing fine sedimentation temporal trajectories	- 123 -
3.3.1. Establishing statistical models to assess fine sediment accumulation dynamic	- 123 -
3.3.2. Trend analysis: exploring the effect of the time span since restoration	- 123 -
3.4. Relating the flooding regime with post-restoration fine sediment thickness dynamic	- 124 -
3.5. Comparing fine sedimentation dynamics: short term vs long term	- 125 -
3.6. Estimating the durability of floodplain channels as aquatic habitats	- 126 -
4. Results	- 126 -
4.1. Raw results: accumulation versus scouring processes in space and time	- 126 -
4.2. Characterization of spatial and temporal variability in fine sedimentation pattern	- 133 -
4.2.1. Between-channel (time-averaged) fine sediment patterns	- 133 -
4.2.2. Within-channel dynamics of fine sediment patterns	- 135 -
4.3. Modeling of fine sedimentation trajectories	- 137 -
4.3.1. Efficiency of models	- 137 -
4.3.2. Trend analysis: the role of the time span since restoration	- 139 -
4.4. Links between the flooding regime and the propensity to accumulate fine deposits	- 139 -
4.5. Short term <i>versus</i> long term comparisons	- 142 -

4.6. First appraisal of the durability of floodplain channels as aquatic habitats	- 143 -
5. Discussion	- 145 -
5.1. Fine sedimentation evolution in space and time: characteristics and controls	- 145 -
5.1.1. Typology of fine sedimentation patterns	- 145 -
5.1.2. Fine sedimentation processes and trends: a comparison with other studies	- 146 -
5.1.3. The role of the flooding regime and implications of floodplain channels geometry.....	- 148 -
5.1.4. The role of the time span since restoration	- 150 -
5.2. Sustainability of restored floodplain channels as aquatic habitat in the Rhône River.....	- 151 -
5.2.1. Limits of models	- 151 -
5.2.2. Consistency of trends and sustainability of channels as aquatic habitat.....	- 152 -
CHAPITRE 5. CARACTERISER L'ATTERDISSEMENT D'UN BRAS MORT RESTAURE ET EVALUER LA DUREE DE SON STADE AQUATIQUE EN COMBINANT MESURES IN SITU ET MODELES BATHYMETRIQUES ACQUIS PAR TELEDETECTION AEROPORTEE : LE CAS DE LA LONE DE LA MALOURDIE EN CHAUTAGNE.	- 155 -
1. Introduction	- 156 -
2. Study site.....	- 158 -
2.1. The Rhône River and the bypassed reach of Chautagne	- 158 -
2.2. The Malourdie restored former channel	- 160 -
3. Material and methods	- 161 -
3.1. Post-restoration monitoring	- 161 -
3.2. <i>In situ</i> measures of water depth and fine sediment thickness.....	- 161 -
3.3. Derivation of bathymetric maps from airborne remote-sensing imagery	- 163 -
3.4. Modeling backwater terrestrialization	- 164 -
4. Results and interpretations of terrestrialization observed and predicted from <i>in situ</i> campaigns	- 166 -
4.1. Terrestrialization rates and patterns.....	- 166 -
4.2. Progradation of the upstream alluvial plug.....	- 168 -
4.3. Effects of changes in main channel geometry	- 169 -
4.4. Interpretation and discussion of patterns and processes	- 171 -
4.4.1. The observed facts	- 171 -
4.4.2. The role of the flooding regime	- 172 -
4.4.2.1. Fine deposits and backflow events	- 174 -
4.4.2.2. Fine deposits and upstream overflow regime.....	- 175 -
4.4.2.3. Differences from initial expectations regarding terrestrialization.....	- 176 -
4.5. Modeling sedimentation patterns with <i>in situ</i> data	- 177 -
5. Results and interpretations of terrestrialization observed from aerial campaigns in comparison to <i>in situ</i> campaigns and trend forecasting.....	- 180 -
5.1. Remotely-sensed bathymetry and bathymetric changes.....	- 180 -
5.2. Aerial <i>versus in situ</i> surveys over the post-restoration monitoring period	- 183 -
5.2.1. Are observations consistent?	- 183 -

5.2.2. Remotely sensed bathymetric configuration, <i>in situ</i> measures and sedimentary models: cross-validation of observations and predictions.....	- 184 -
5.2.3. Contributions of imagery regarding the terrestrialization of the Malourdie	- 185 -
5.3. Potential morphological evolution of the backwater towards terrestrialization: trend forecasting and persistence of the backwater as aquatic habitat.....	- 186 -
6. Interests and limits of imagery for surveying backwater terrestrialization.....	- 190 -
CHAPITRE 6. SYNTHÈSE, DISCUSSION ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE	- 193 -
1. Diversité des conditions d'habitat et pérennité de la restauration	- 193 -
1.1. Caractérisation des conditions sédimentaires et des trajectoires d'ajustement post-restauration : granulométrie, sédimentation fine et atterrissement	- 193 -
1.2. Comparaison des états avant et après travaux : des formes modifiées mais des processus souvent similaires	- 195 -
1.3. Implication quant à la diversité des conditions d'habitat après restauration	- 196 -
1.4. Pérennité des actions et stratégie de restauration	- 197 -
2. Prédiction des réponses : les prémices d'une gestion quantitative de la sédimentation fine, des habitats et des peuplements dans les bras restaurés ?.....	- 199 -
BIBLIOGRAPHIE	- 203 -
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	- 219 -
ANNEXES.....	- 225 -
Annexe 1. Ressources cartographiques supplémentaires.....	- 225 -
Annexe 1.1. Évolution planimétrique des zones aquatiques sur les tronçons de Chautagne, Belley, Brégnier-Cordon et Pierre-Bénite et recensement des aménagements réalisés au fil du temps.....	- 225 -
Annexe 1.2. Vues aériennes des bras suivis et mesures effectuées. L'ensemble des bras suivis sont localisés à l'échelle des tronçons étudiés sur la figure 2.5.	- 230 -
Annexe 2. Travaux de recherche complémentaires	- 247 -
Annexe 2.1. Džubáková K., Piégay H., Riquier J. & Tritzná M. (2015). Multi-scale assessment of overflow-driven lateral connectivity in floodplain and backwater channels using LiDAR imagery. <i>Hydrological Processes</i> , 29, 2315-2330.	- 247 -
Annexe 2.2. Singer M.B., Piégay H., Sargeant C., Riquier J., Wilson R.J.S. & Evans C.M. (2014). Floodplain ecohydrology: Climatic, local, and anthropogenic controls on water availability to riparian trees. <i>Water Resources Research</i> , 50, 4490-4513.	- 265 -
TABLE DES MATIÈRES.....	- 289 -

Résumé

Au cours des deux derniers siècles, le Rhône a connu de fortes modifications de son régime hydrologique et de sa dynamique fluviale, aboutissant à une diminution drastique de la diversité structurelle et fonctionnelle des habitats, à la fois sur le fleuve et ses marges. Un programme de restauration ambitieux du fleuve a ainsi été lancé à la fin des années 1990. Cette thèse s'inscrit dans le suivi des travaux de restauration, entrepris entre 1999 et 2006, sur 18 chenaux latéraux. Elle se fonde sur l'analyse croisée de mesures *in situ* de la granulométrie du substrat, des épaisseurs de lames d'eau et de sédiments fins dans les chenaux latéraux, de données topographiques et hydrologiques ainsi que d'acquisitions photographiques aéroportées. Nous disposons de données avant travaux pour 12 chenaux latéraux et de 3 à 7 campagnes de mesures post-travaux, couvrant de 5 à 15 années. Afin d'évaluer l'ajustement des conditions hydromorphologiques, la diversité fonctionnelle et la pérennité des chenaux latéraux en tant qu'habitats aquatiques, l'étude s'appuie sur des statistiques et de la modélisation à portée prédictive. Nous démontrons que les patrons granulométriques et les vitesses d'accumulation des alluvions fines peuvent être relativement bien estimés à partir de descripteurs de l'hydrodynamisme des écoulements de crue dans les bras dépendant de leur géométrie (fréquence de connexion amont, contrainte de cisaillement et capacité de reflux). Les relations statistiques empiriques établies indiquent qu'il est possible d'estimer, *a priori*, l'effet de la modification de la géométrie des bras restaurés sur les patrons granulométriques et la quantité de fines qui s'y déposent. La durée de vie potentielle des bras est également estimée à partir des données acquises et discutée en fonction de différents modèles tendanciels. A l'issue de ces analyses, des outils opérationnels sont ainsi proposés, permettant de guider les futures opérations de restauration de ce type sur le Rhône.

Mots-clés : atterrissement, chenaux latéraux, connectivité hydrologique, restauration, sédimentation fine, suivi scientifique.

Abstract

Over the past two centuries, the hydrological regime and the fluvial dynamics of the Rhône River have been highly modified, leading to a drastic decrease in the structural and functional habitat diversity of the main river channel and floodplains. An ambitious restoration project was initiated at the end of the 1990's. This thesis deals with the monitoring of 18 floodplain channels, which were restored between 1999 and 2006. We combined analysis based on grain size of deposits, fine sediment thicknesses, water depth, topographical and hydrological data and airborne imagery. We used pre-restoration data for 12 floodplain channels coupled with between three and seven post-restoration surveys for each channel, ranging from 5 to 15 years after restoration. To assess the adjustment of hydromorphological conditions, the physical functional diversity and the persistence of floodplain channels as aquatic habitats, we used statistical analysis and a modeling approach that allowed us to forecast conditions. Results demonstrate that both (i) grain size patterns and (ii) fine sediment accumulation rates can be predicted using simple hydrologic and/or hydraulic descriptors (upstream overflow frequency, shear stress, back-flowing capacity), which reflect the control exerted by the geometry of floodplain channels on their flooding regime (upstream overflow frequency, shear stress and backflow capacity). Such empirical statistical relationships can be used *a priori* to estimate the potential effects of different floodplain channel geometries on the propensity to accumulate fine sediment and the grain sizes of this sediment. Estimates of potential ranges of floodplain channel life spans are provided and discussed according to multiple trend models. This research has direct application and provides tools to river managers that will help guide this type of floodplain channel restoration design in the future on the Rhône River.

Keywords: fine sedimentation, floodplain channels, hydrological connectivity, restoration, scientific monitoring, terrestrialization.